Starkregen in den Nordtiroler Alpen

Inaugural-Dissertation

zur

Erlangung der Doktorwürde

genehmigt von der

Philosophischen Fakultät

der

Friedrich-Wilhelms-Universität zu Berlin

von

Werner Otto

aus Berlin-Karlshorst.

1935

Dissertationsdruckerei und Verlag Konrad Triltsch, Würzburg

428

Referenten:

Prof. Dr. v. Ficker. *Prof. Dr. Defant.*

Tag der mündlichen Prüfung: 6. Juni 1935.

Tag der Promotion: 11. Dezember 1935.

R. UNIV.
BIBLIOTHEEK
LEIDEN

Inhaltsverzeichnis.

Seite

I. Starkregen im Alpenvorland und im Inntal. (Statistischer Teil.)

A. Einleitung 1

1. Regen- und Trockenseite der Alpen 1
Niederschläge in den Zentralalpen 3
Regen- und Trockenseite der nördlichen Kalkalpen . . . 4

2. Wetterlagen, die Starkregen auf der Alpensüd- und -nordseite hervorrufen 6

B. Der Einfluß der nördlichen Alpenkette auf die Starkregen im Alpenvorland und im Inntal 9

1. Starkregen in München und die gleichzeitigen Niederschläge in Innsbruck 10

2. Starkregen in Innsbruck und die gleichzeitigen Niederschläge in München 14

3. Starke Gewitterregen in München und Innsbruck 16

C. 1. Einzelfälle mit Starkregen auf der einen Seite und Niederschlagslosigkeit auf der anderen Seite der Nordtiroler Kalkalpen 20

2. Niederschläge im Alpenvorland bei Nordströmung 22

3. Zusammenfassung 22

II. Starkregen in den Tiroler Alpen. (Synoptische Untersuchung.)

A. Einleitung 24

B. Synoptische Untersuchung der Einzelfälle 25

1. Der 7. November 1906 25
Einleitung 25
Witterungsvorgänge in Südtirol, in Innsbruck u. Südbayern 28
Bewölkung und zeitliche Niederschlagsverteilung in Tirol und Bayern 36
Niederschlagsverteilung in Tirol und Südbayern 39
Erklärung der Niederschlagsverteilung 41
Zusammenfassung: Hauptergebnisse 46

Seite

2. Der 16. Oktober 1907 48
Witterungsvorgänge auf der Alpensüdseite, über den Alpenkämmen, in Innsbruck und im Alpenvorland 48
Niederschlagsverteilung in Tirol und Erklärung derselben 51
3. Der 17. Oktober 1907 54
Witterungsvorgänge in Südtirol, in Innsbruck und Bayern Ergebnis 54
Niederschlagsverteilung in Tirol und Bayern 58
4. Der 10. März 1901 62
Witterungsvorgänge auf der Alpensüd- und -nordseite . . 64
Vertikale Temperaturschichtung auf der Alpennordseite . 66
Nachweis, daß die Depression den Alpenwall überquert hat 67
Niederschlagsverteilung auf der Alpennord- und -südseite . 69
Erklärung der Niederschlagsverteilung 70

C. Schluß: Hauptergebnisse 71
Anhang: Literaturverzeichnis 73

I. Starkregen im Alpenvorland und im Inntal.

(Statistischer Teil)

A. Einleitung:

Der Einfluß eines Gebirges auf die Niederschlagsverhältnisse tritt in der auffälligsten und charakteristischsten Weise in Erscheinung, wenn es zur Ausbildung einer Regen- und Trockenseite kommt. Das Auftreten einer derartigen Niederschlagsverteilung ist an die Entwicklung einer ausgeprägten Luv- und Leeseite gebunden, wobei die Luvseite die Regenseite darstellt. Je höher das Gebirge ist, desto größer wird der Unterschied zwischen Luv- und Leeseite sein. Bei einem Hochgebirge, wie es die Alpen darstellen, müssen diese Verhältnisse besonders ausgeprägt sein, wenn eine charakteristische Luv- und Leeseite ausgebildet ist.

In der vorliegenden Arbeit soll nun nicht der bereits oft erörterte Einfluß der Alpen überhaupt, sondern nur der nördlichen Randkette auf die Verteilung ergiebiger Niederschläge im Alpenvorland und im Inntal untersucht werden. Vermag die nördliche Randkette starke Niederschläge völlig abzusperren, oder nimmt ihre Leeseite in mehr oder weniger starkem Maße teil an den Starkregen auf der Luvseite?

Bevor auf diese Fragen eingegangen wird, sollen noch kurz die bereits in der Literatur behandelten Fragen einer Regen- und Trokkenseite des ganzen Alpenwalles und der nördlichen Kalkalpen im speziellen erörtert werden.

1. Regen- und Trockenseite der Alpen.

Bei der Behandlung der Frage, ob sich auf Grund der Jahressummen des Niederschlages eine Regen- und Trockenseite der Alpen nachweisen läßt, setzt man von vornherein voraus, daß der Kamm der Zentralalpen die Grenze bildet (Lit. 9, S. 313). Die Zergliederung der Alpen in eine Zentralkette und zwei Randketten, zwischen denen

große Längstäler verlaufen, bewirkt, daß die Außenketten reichlichen Regenfall aufweisen, während die Längstäler relativ wenig Regen bekommen. Die Alpennord- wie die -südseite weisen daher jede für sich eine Regen- und Trockenseite auf, sodaß demnach eine Teilung der Alpen in eine Regen- und Trockenseite sinnlos zu werden scheint. Die Längstäler stellen die Trockenseite der Randgebirge dar, deren Außenhänge die Regenseiten bilden. In seiner Klimatographie von Tirol und Vorarlberg kommt daher von Ficker zu dem Ergebnis, daß in Tirol hinsichtlich der Niederschlagsverhältnisse nicht, wie man glauben könnte, die viel höheren Zentralalpen, sondern die relativ niedrigen Randgebirge die Klimascheide bilden (Lit. 10, S. 24). Will man dennoch die Frage einer Regen- und Trockenseite in den Alpen erörtern, so muß man die Niederschlagsverhältnisse der Randgebirge vergleichen. Dann ergibt sich, daß die Alpen eine ausgesprochene Regen- und Trockenseite nicht besitzen (Lit. 10, S. 110).

Dieses Ergebnis ist zunächst überraschend, da die Häufigkeitsverteilung der Windrichtungen über dem Alpenkamm auf die deutliche Ausbildung einer Luv- und Leeseite des Alpenwalles hinweist. Zur Charakterisierung der in der Höhe über Tirol vorherrschenden Luftströmungen sei die mittlere Häufigkeit der Windrichtungen auf der Zugspitze mitgeteilt:

Tabelle 1

Häufigkeit der Windrichtungen auf der Zugspitze, in % aller Terminstunden, Mittelwert 1901—1910 [1]). (Lit. 21, S. L 43.)

	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	C
Jahr:	14,8	3,2	2,8×)	12,5	10,7	9,0	11,8	28,6	6,6

Der NW ist weitaus am häufigsten; während östliche Winde sehr selten sind, ist der SE jedoch relativ oft vertreten.

Da für den Nordabfall der Alpen der NW und für die Südseite der SE in Verbindung mit S und SW die regenbringende Luftströmung sein wird, so sind, wie von Ficker für Tirol und R. Billwiller für die Schweiz hervorheben, die Niederschläge auf beiden Abdachungen der Alpen durch Winde bedingt, die senkrecht auf die Längsrichtung der Alpen wehen (Lit. 9, S. 311; Lit. 3, S. 381). Dem starken Vorherrschen nordwestlicher, ozeanischer Winde entsprechend müßte man, entgegen dem oben gefundenen Ergebnis, auf der Nord-

[1]) Auch alle unten noch folgenden Tabellen beziehen sich auf den Zeitraum von 1901—1910.

seite der nördlichen Kalkalpen größere jährliche Niederschlagsmengen als auf der Südseite des südlichen Randgebirges erwarten. Knoch und Reichel stellen in ihrem neuen umfassenden Werk über die Niederschläge in den Alpen beim Vergleich der regenreichen Randgebirge sogar fest, daß die zwischen den Berghängen der südlichen Kalkalpen liegenden Niederungen mehr Niederschläge haben als die Täler der Nordseite und die höheren Niederschlagswerte (über 2500 und 3000 mm) größere Flächen einnehmen (Lit. 22, S. 17). Dadurch unterscheidet sich das niederschlagsreiche südliche Randgebiet deutlich von dem nördlichen regenreichen Außengürtel. Die Erklärung dieser scheinbar sich widersprechenden Tatsachen gibt von Ficker (Lit. 9, S. 312—13). Die SE-Winde sind wärmer als die NW-Winde und können deshalb bei gleicher relativer Feuchtigkeit mehr Wasserdampf aufnehmen und beim Aufsteigen an dem Alpenwall ergiebigere Niederschläge hervorrufen. Ferner treffen die von der Adria heranströmenden feuchtwarmen Luftmassen auf die sich fast unvermittelt aus der Tiefebene erhebenden Südalpen, während die Nordwestwinde eine weite, von Mittelgebirgen durchzogene, langsam bis zum Alpenfuß ansteigende Landstrecke überwehen müssen, wobei sie schon viel Wasserdampf in flüssiger Form ausscheiden.

Die größere Niederschlagshäufigkeit der Alpennordseite wird durch die größere Regendichte auf der Alpensüdseite ausgeglichen und stellenweise überkompensiert.

Die Frage, ob die Alpen eine ausgesprochene Regen- und Trockenseite aufweisen, muß damit also verneint werden.

Niederschläge in den Zentralalpen.

Die Verteilung der jährlichen Niederschlagsmengen im Alpengebiet läßt erkennen, daß nicht nur die Längstäler, sondern auch die Zentralalpen trotz ihrer größeren Höhe im Regenschatten der feuchteren Außenketten eine regenärmere Zone bilden. In den zentralen Ostalpen treten die größten Jahressummen in den Hohen Tauern auf. Trotzdem liegt hier die Jahressumme beträchtlich unter der der Nord- und Südalpenzone (Lit. 22, S. 20).

Bisher wurde in der Literatur meist nur auf diese relative Regenarmut der Zentralalpen hingewiesen, doch ist hervorzuheben, daß trotz der Vorstauwirkung der Außenketten die Niederschläge der Zentralalpen an sich noch recht groß sind.

Die Totalisatorenmessungen haben ergeben, daß die mit den gewöhnlichen Regenmessern auf den hohen Alpenkämmen gemessenen

Niederschläge viel zu niedrig sind (Lit. 6, S. 76—77; Lit. 22, S. 6—7; Lit. 41, S. 23) [2]). Der auf dem Sonnblick aufgestellte Totalisator liefert auf Grund der erst dreijährigen Beobachtungsreihe (1930—1932) einen Mittelwert von 2256 mm. Für denselben Zeitraum ergeben die Messungen mit dem gewöhnlichen Regenmesser einen Mittelwert von nur 1322 mm. Die 39 jährige Beobachtungsreihe (1891—1919 und 1923—1932) des gewöhnlichen Regenmessers ergibt einen Mittelwert von 1613 mm. Steinhauser erhält bei der Reduktion der Totalisatormessungen auf die langjährige Reihe für den Sonnblick einen Normalwert von ungefähr 2700 mm (Lit. 41, S. 23). Die Ergebnisse der übrigen fünf im Sonnblickgebiet aufgestellten Totalisatoren zeigen allerdings, daß für die meisten Kämme der Hohen Tauern eine Jahresmenge von nur 1800 mm anzusetzen ist. Dies steht in völliger Uebereinstimmung mit den Annahmen von Knoch und Reichel über die Niederschlagshöhe im Tauerngebiet.

Diese immerhin recht hohen Niederschläge in den Zentralalpen sind nur dadurch zu erklären, daß die Zentralkette Anteil an den Niederschlägen sowohl der nördlichen als auch der südlichen Randkette hat. Es wird später dargelegt, daß die Niederschläge der Alpennordseite noch auf die Zentralalpen übergreifen. Andererseits nehmen die letzteren in stärkerem Maße auch an den Niederschlägen der Alpensüdseite teil, wie im zweiten Teil der Arbeit näher ausgeführt wird. (Vgl. auch die beiliegenden Niederschlagskarten). Würde eine derartige Ueberschneidung der Niederschlagsregime der Alpennord- und -südseite in den Zentralalpen nicht eintreten, wären mit anderen Worten nur Winde aus einer bestimmten Richtung, etwa der nördlichen, vorherrschend, während Winde mit südlicher Komponente fehlen würden, so würde auch die Regenarmut der Zentralalpen viel stärker in Erscheinung treten als bei den tatsächlich vorherrschenden Windverhältnissen.

Regen- und Trockenseite der nördlichen Kalkalpen.

Die Verteilung der jährlichen Niederschlagsmengen läßt erkennen, daß das Inntal die Trockenseite der nördlichen Kalkalpen darstellt, während der Nordabfall der letzteren die Regenseite bildet. Zur Veranschaulichung dieses Einflusses der nördlichen Alpenkette

[2]) Es soll hier nicht auf die Schwierigkeiten der Niederschlagsmessungen im Hochgebirge, auf die Unterschiede der Messungsergebnisse von gewöhnlichen Regenmessern und Totalisatoren eingegangen werden. Auf einschlägige Literatur, die in Lit. 22, S. 6—7 angegeben ist, sei hier deshalb nur verwiesen.

auf die Verteilung der Niederschläge sind im folgenden die jährlichen Niederschlagsmengen einiger Stationen im Querschnitt München-Innsbruck durch die nördlichen Kalkalpen angeführt.

Tabelle 2

Mittlere jährliche Niederschlagsmengen (1901—1910 [3]).

München (523 m)	857	Partenkirchen (715 m)	1327
Wolfratshausen (577 m)	1010	Zugspitze (2962 m)	1408
Königsdorf (626 m)	1177	Innsbruck (573 m)	895
Benediktbeuren (630 m)	1307		

Die Tabelle läßt deutlich erkennen, daß bei Annäherung an den Alpenrand die Niederschlagshöhe stark zunimmt, während das Gelände nur schwach ansteigt. Diese als Vorstau bekannte Erscheinung tritt in Oberbayern schon beträchtlich nördlich der Alpenkette — etwa zwischen München und dem Starnberger See — auf. In gleicher Höhe auf der Luvseite (Wolfratshausen) ist der Niederschlag um 11% höher als auf der Leeseite (Innsbruck). Wolfratshausen liegt noch am Rande der Vorstauwirkung. Das direkt am Alpennordfuß und nur 60 m höher (als Innsbruck) gelegene Benediktbeuren weist bereits einen Ueberschuß von 32% gegenüber der Leeseite (Innsbruck) auf.

Es wurde oben bereits dargelegt, daß für die Nordseite der Alpen die vorherrschenden NW-Winde zugleich die Regenwinde sind. Die von der bayerischen Ebene herankommenden Regenwinde steigen beim Auftreffen auf die nördlichen Kalkalpen bis zu deren Kammhöhe empor und verlieren dabei einen großen Teil des Wasserdampfgehaltes. In der Höhe über dem Inntal hält infolge der größeren Kammhöhe der Zentralalpen die aufsteigende Bewegung noch an. Die Luftströmung ist zwar gesättigt, der Aufstieg aber nicht mehr hoch; infolge der niedrigen Temperatur ist auch die Luft bereits arm an Wasserdampf. Die Niederschläge im Inntal müssen also viel schwächer als auf der Luvseite sein (Lit. 9, S. 314).

[3]) Es sei darauf hingewiesen, daß die in Tab. 2 angeführten Niederschlagsmengen der Stationen auf der Alpennordseite durchaus keine extremen Verhältnisse darstellen. Zur Ergänzung seien noch einige Stationen mit viel größeren Jahressummen des Niederschlages (1901—10) angegeben: Urfeld (844 m) 1772, Dorf Kreuth (790 m) 1721, Stuben (874 m) 1814, Hohenaschau (550 m) 1984.

Ein weiterer, meist übersehener Faktor, der die Ausbildung einer Regen- und Trockenseite der nördlichen Kalkalpen begünstigt, ist in dem besonderen morphologischen Aufbau der österreichischen Alpen zu suchen, nämlich in der Zergliederung der Alpen in drei Gebirgsketten. Durch die Zentralalpen werden die Niederschläge der Alpensüdseite vom Inntal ferngehalten, sodaß die Unterschiede zwischen Luv- und Leeseite der nördlichen Kalkalpen deutlich und ungemildert in Erscheinung treten können [4]). Die folgende Tabelle, die die jährlichen Niederschlagsmengen einiger Stationen des Inntales wiedergibt, läßt einen charakteristischen Einfluß der nördlichen Alpenkette erkennen.

Tabelle 3

Jährliche Niederschlagsmengen im Inntal.

Niederaudorf (485 m)	1302	Innsbruck (573 m)	895
Kirchbichl (490 m)	1161	Imst (826 m)	721
Rotholz (539 m)	1074	Landeck (813 m)	703

Die Niederschläge im Inntal nehmen von der bayrischen Hochebene bis in das untere Engadin kontinuierlich ab. Diese Erscheinung erklärt von Ficker durch das Zusammenwirken dreier Faktoren, die auf die besonderen orographischen Verhältnisse der nördlichen Kalkalpen zurückzuführen sind (Lit. 9, S. 314).

Zusammenfassend kann also gesagt werden, daß die nördliche Alpenkette eine ausgesprochene Regen- und Trockenseite aufweist.

2. *Wetterlagen, die Starkregen auf der Alpensüd- und -nordseite hervorrufen.*

Im folgenden wird ein Ueberblick über die Wetterlagen gegeben, die Starkregen auf der Alpensüd- und -nordseite hervorrufen. Da im ersten Teil der Arbeit nur die Starkregen auf der Alpennordseite untersucht werden sollen, sind die Wetterlagen, die auf der Südseite ergiebige Niederschläge hervorrufen, nur kurz behandelt, aber vorangestellt.

[4]) Fälle, in denen auch noch das Inntal Anteil an den Niederschlägen der Alpensüdseite hat, werden im zweiten Teil der Arbeit behandelt.

Starke Niederschläge in Südtirol.

Insbesondere zwei Wetterlagen sind es, die in Südtirol starke Niederschläge verursachen. Die erste ist charakterisiert durch hohen Druck auf der Südseite der Alpen, oft in Gestalt einer keilförmigen Ausbuchtung der Isobaren, eine Druckverteilung, die für Nordtirol Föhn bedeutet. Ebenso häufig werden ergiebige Niederschläge in Südtirol durch tiefe Minima über dem Mittelmeer verursacht. Auf der Vorderseite dieser Depressionen wehen ja auch südliche Winde gegen die Alpen und rufen in den Südalpen reichlichen Niederschlag hervor (Lit. 9, S. 312; Lit. 10, S. 113).

Ergiebige Niederschläge in Nordtirol.

In Nordtirol treten die stärksten Niederschläge ein, wenn auf der Rückseite einer nach Osten abziehenden Depression nördliche Winde gegen die Alpen heranwehen. Die Wetterlage ist dann sehr häufig durch Keile relativ hohen Druckes am Nordrande der Alpen charakterisiert. Fehlt auch manchmal der Keil, so ist doch ein von Nord nach Süd gerichteter Gradient über den Alpen fast immer vorhanden. Von 33 Fällen, die von Ficker für Nordtirol zusammenstellte, lag in 29 Fällen hoher Druck nördlich der Alpen, und zwar in 23 Fällen als keilförmige Ausbuchtung der Isobaren am Nordrande der Alpen, also eine Wetterlage, bei der in Südtirol schönes Wetter zu herrschen pflegt (Lit. 9, S. 312). Von Ficker stellt schließlich fest, daß in fast allen Fällen die Alpen bei starken Niederschlägen auf der einen Seite eine Wetterscheide bilden, von Gewitterregen abgesehen. Die meisten Niederschläge werden also durch nördliche und südliche Winde geliefert, wobei die Leeseite ohne Niederschläge bleibt. — Die später eingehend behandelten Fälle sind jedoch gerade dadurch gekennzeichnet, daß die starken Niederschläge nicht auf die Luvseite (Südseite) der Alpen beschränkt bleiben, sondern vielmehr auf die Leeseite übergreifen.

Exner hat die Hochdruckkeilwetterlagen näher untersucht; er unterscheidet 13 Typen. Für eine Reihe von Stationen des österreichischen Beobachtungsnetzes wurden die Wettererscheinungen tabellarisch zusammengestellt, die für den Typus charakteristisch sind. Die Tabellen lassen erkennen, daß für den Vortag Niederschlag in den nördlichen Alpenländern charakteristischer ist als für den Haupttag, an dem der Typus um 7a vorliegt. Am Vortag ist bei 10—11 Typen von insgesamt 13 Keilsituationen Niederschlag (an den Sta-

tionen: Bregenz, Innsbruck, Salzburg, Ischl) charakteristisch, am Haupttag dagegen nur noch bei 4—8 Typen. Während am Vortag bei fast allen Typen Niederschlag in Nordtirol eintritt, ist für Südtirol Niederschlagslosigkeit bei 5—8 Typen charakteristisch; nur in zwei Fällen, bei denen ein Minimum südlich der Alpen auftritt, setzt Niederschlag ein. Am Haupttag ist Südtirol bei 8—9 Typen niederschlagsfrei (Lit. 8, S. 29—31).

Starke Niederschläge im Alpenvorland.

Die bisher erwähnten Untersuchungen betrachteten nur die Niederschlagsverhältnisse von Nordtirol. Die Abhandlung von Karl Lies über die Sommerregen auf der Alpennordseite zeigt, daß auch im Alpenvorland die ergiebigsten Niederschläge auftreten bei einer Druckverteilung, die durch einen Keil hohen Druckes am Alpennordrand und eine sekundäre Depression südlich der Alpen gekennzeichnet ist (Lit. 26, S. 46—47).

Einzelne, kleinere Untersuchungen hatten die Gefährlichkeit der V_b-Depressionen, die im Odergebiet die großen Hochwasser hervorrufen, auch für Bayern aufgezeigt. F. Lex hat eine eingehendere Untersuchung der von diesen Depressionen in Bayern verursachten Hochwasserregen angestellt. Wie in dem Werk von Hellmann und Elsner ist auch hier der Begriff der V_b-Depression weiter gefaßt. Zu den V_b-Depressionen werden auch solche Depressionen gerechnet, die von der Balkanhalbinsel stammen oder sich erst über Ungarn entwickelt haben und dann auf der V_b-Bahn nordwärts ziehen. Weitaus an den meisten Tagen der behandelten Niederschlagsperioden, besonders an den Hauptniederschlagstagen, tritt ein typisches Isobarenbild auf, das wieder durch einen Hochdruckkeil gekennzeichnet ist. Die Hauptdepression liegt über Ungarn und Mähren, eine sekundäre Depression südlich der Alpen. F. Lex stellt fest, daß die durch diese Druckverteilung hervorgerufenen Niederschläge meist die größten waren, welche die einzelnen Regenperioden bei den verschiedenen Wetterlagen des Jahres für Bayern ergaben. „Der behandelte Wettertypus gehört daher zu den gefährlichsten für Bayern, darf vielleicht sogar als der gefährlichste bezeichnet werden, da sehr große Gebiete von den gewaltigen Niederschlägen betroffen werden" (Lit. 25, S. J 27).

Die auffallendsten Merkmale der Niederschlagsverteilung waren folgende: Südbayern war gegenüber Nordbayern bedeutend stärker überregnet; die Maximalzone lag meist über den Kalkalpen; gegen

die Zentralalpen nahmen die Niederschläge wieder ab, südlich des Zentralalpenkammes waren die Niederschläge stets sehr gering, sehr häufig meldeten dort die Stationen überhaupt keinen Niederschlag mehr. Die Niederschlagskarten zeigen, daß das leeseitige Inntal noch verhältnismäßig stark überregnet ist. Entsprechend den Niederschlagsverhältnissen bestand Hochwassergefahr nicht nur für Südbayern, sondern auch für Nordtirol. Nicht die Kalkalpen, sondern die Zentralalpen bildeten die Regenscheide.

B. Der Einfluß der nördlichen Alpenkette auf die Starkregen im Alpenvorland und im Inntal.

Um zunächst einen Einblick in die Starkregenverhältnisse im Alpenvorland, in den nördlichen Kalkalpen und im Inntal zu erhalten, wurde die Häufigkeit und Ergiebigkeit der Starkregen an den Stationen München, Zugspitze und Innsbruck berechnet. Aus den unten angegebenen Gründen wurden nur die gewitterfreien Starkregen untersucht. Als Starkregen sind solche Niederschläge bezeichnet, die pro Tag eine Höhe von mindestens 10 mm erreichen.

Tabelle 4

Mittlere Anzahl der Starkregen (ohne Gewitter) pro Jahr.

	Frühling	Sommer	Herbst	Winter	Jahr
München	4,4	5,3	3,7	2,1×)	15,5
Zugspitze	9,5	10,4	8,2	6,7×)	34,8
Innsbruck	4,8	7,7	5,5	3,6×)	21,6

Auf der Zugspitze ist die Häufigkeit der Starkregen am größten, über doppelt so groß wie in München[5]). In Innsbruck sind die gewitterlosen Starkregentage häufiger als in München. Die jahreszeitliche Verteilung der Häufigkeit ist ganz regelmäßig; im Sommer tritt das Maximum, im Winter das Minimum auf.

[5]) Die überraschend große Häufigkeit der Starkregen auf der Zugspitze mag vielleicht dadurch zu erklären sein, daß die Zugspitze noch in der Maximalzone der Niederschläge liegt. Selbst wenn die Zugspitze bereits oberhalb des Hauptkondensationsniveaus läge, würde doch die im Wettersteingebirge besonders kräftig ausgebildete aufsteigende Luftbewegung die Kondensationsprodukte noch bis ins Zugspitzniveau emporreißen.

Tabelle 5

Starkregendichte (ohne Gewitterregen).

	Frühling	Sommer	Herbst	Winter	Jahr
München	16,3	20,5	15,9×)	16,0	17,3
Zugspitze	18,2	19,2	17,5×)	20,0	18,7
Innsbruck	16,2×)	19,9	18,6	16,3	18,1

Die Ergiebigkeit der gewitterfreien Starkregen ist im Jahresmittel an allen drei Stationen nahezu gleich groß. Die Starkregendichte ist auf der Zugspitze nur wenig größer als an den anderen beiden Stationen. Die maximale Ergiebigkeit tritt in München und Innsbruck im Sommer, auf der Zugspitze merkwürdigerweise im Winter auf, während der Sommer ein sekundäres Maximum aufweist. Das Minimum ist besonders in München und Innsbruck nicht an eine bestimmte Jahreszeit gebunden. (Es mag dahingestellt bleiben, ob die außergewöhnliche jahreszeitliche Verteilung der Starkregendichte auf der Zugspitze auf die Auswahl und Kürze der Periode (1901—1910) zurückzuführen ist, jedenfalls ist es für die folgenden Untersuchungen wichtig, festzustellen, daß bei dieser Periode derartige Verhältnisse auftreten).

1. Starkregen in München und die gleichzeitigen Niederschläge in Innsbruck.

Treten im Alpenvorland und im Inntal gleichzeitig Niederschläge auf, so wird sich der Einfluß der nördlichen Alpenkette in einer verschiedenen Ergiebigkeit der Niederschläge nördlich und südlich des Gebirges auswirken. Um diesen Einfluß statistisch zu erfassen und möglichst charakteristische Werte zu erhalten, wurden die Starkregen von München herausgesucht und die Ergiebigkeit der gleichzeitig mit denselben auftretenden Niederschläge auf der Zugspitze und in Innsbruck ermittelt. Die gleiche Untersuchung wurde dann für Innsbruck als Ausgangsstation und die Zugspitze und München als Vergleichsstationen angestellt. Vermag die nördliche Alpenkette die im Alpenvorland auftretenden Starkregen völlig abzusperren, so müssen große Unterschiede in der Ergiebigkeit der gleichzeitigen Niederschläge zwischen München und Innsbruck eintreten. Die Größe dieses Unterschiedes kann als Maß für die Einwirkung der Gebirgskette auf die Niederschlagsbildung angesehen werden. Um lokal beschränkte Wärmegewitterregen auszuschalten, blieben die Fälle un-

berücksichtigt, in denen eine der drei miteinander verglichenen Stationen Gewitter verzeichnete.

Tabelle 6

Starkregendichte in München und Ergiebigkeit der gleichzeitigen Niederschläge auf der Zugspitze und in Innsbruck.

	Frühling	Sommer	Herbst	Winter	Jahr
München [6])	16,5	19,8	15,7×)	16,0	17,2
Zugspitze	10,8	18,7	9,9×)	15,5	13,6
Innsbruck	9,6×)	15,0	9,8	12,8	11,7

Die Starkregen in München liefern im Jahresmittel 17 mm pro Tag, die gleichzeitigen Niederschläge haben auf der Zugspitze eine Höhe von 14 mm, in Innsbruck eine solche von 12 mm. Treten also in München ergiebige (gewitterlose) Niederschläge auf, so sind die gleichzeitig auf der Zugspitze und in Innsbruck fallenden Regen zwar schwächer, betragen aber noch über 10 mm. Auf beiden Seiten der Gebirgskette fallen Starkregen. Die Kalkalpen können das Uebergreifen der Starkregen vom Alpenvorland auf das Inntal nicht unterbinden, nur schwächen. Ein solches Ergebnis wäre nicht verständlich, wenn die orographischen Verhältnisse den Haupteinfluß auf die Niederschlagsbildung ausüben würden; die zyklonalen Vorgänge, die viel höher reichen als die mittlere Kammhöhe der nördlichen Randkette der Alpen, sind vielmehr die ausschlaggebenden Faktoren bei der Bildung der Starkregen.

Tab. 6 läßt erkennen, daß in Innsbruck das Maximum im Sommer, das Minimum im Frühling eintritt. Ueberraschenderweise weist der Winter ein sekundäres Maximum auf. Zwar lassen zwei einzelne große Werte den Mittelwert im Winter etwas zu hoch erscheinen, doch gilt das Gleiche für den Herbst. Der Vergleich von Tab. 6 mit Tab. 5 zeigt, daß diese Erscheinung (sekundäres Maximum) nicht auf den jahreszeitlichen Gang der absoluten Starkregendichte in Innsbruck zurückgeführt werden kann. Die Erklärung gibt vielmehr der jahreszeitliche Gang der Starkregenhäufigkeit in Innsbruck.

---

[6]) Die geringfügigen Abweichungen der Werte von München von den in Tab. 5 gegebenen Werten der Starkregendichte beruhen darauf, daß bei den Münchener Werten der Tab. 6 nicht nur die starken Gewitterregen wie in Tab. 5 ausgeschieden wurden, sondern auch noch die gewitterfreien Starkregentage, an denen eine der Vergleichsstationen (Zugspitze, Innsbruck) Gewitter verzeichnete.

Tabelle 7

Mittlere Anzahl der Starkregen in München und der gleichzeitigen Anzahl in Innsbruck pro Jahr.

	Frühling	Sommer	Herbst	Winter
München	4,2	4,0	3,5	2,1
Innsbruck	1,4	2,4	1,1	0,9
	33%	60%	31%	43%

Die Häufigkeit der gleichzeitigen Starkregen in Innsbruck ist zwar im Winter am geringsten, ausschlaggebend für die Ergiebigkeit ist aber der prozentuale Anteil der gleichzeitigen Innsbrucker Starkregentage an den Münchener Starkregentagen; dieser erreicht aber im Winter ein sekundäres Maximum. Daraus erklärt sich also das sekundäre Maximum der Ergiebigkeit in Innsbruck.

Der Einfluß der nördlichen Alpenkette auf die Verteilung der Starkregen kommt nun weniger in dem absoluten Gang der Niederschläge in Innsbruck (s. Tab. 6) als vielmehr in dem Unterschied der Niederschläge zwischen München und Innsbruck zum Ausdruck. Der Unterschied der Ergiebigkeit der Niederschläge in München und in Innsbruck ist, wie Tab. 6 zeigt, im Winter am geringsten, also in der Jahreszeit, in der man die größten Unterschiede erwarten sollte. Die Erklärung ist wohl in folgender Richtung zu suchen: Im Winter sind die konvektiven Vorgänge am schwächsten, die naturgemäß starke lokale Unterschiede aufweisen; die zyklonalen Faktoren treten in den Vordergrund. Im Sommer weist der Einfluß der Alpenkette auf die Starkregen ein sekundäres Maximum auf; im Frühjahr sind hingegen die Niederschläge in Innsbruck am stärksten abgeschwächt.

Die Zugspitze hat wie Innsbruck die größte Ergiebigkeit im Sommer, der Winter zeigt ein sekundäres Maximum (Tab. 6). Das letztere ist auf zwei Gründe zurückzuführen. Tab. 5 hat gezeigt, daß auf der Zugspitze die Starkregendichte im Winter ihr Maximum erreicht. Im Winter ist schon aus diesem Grunde die größte Ergiebigkeit zu erwarten. Ein zweiter Grund ist in der relativ großen Häufigkeit der Starkregen auf der Zugspitze zu suchen (s. folgende Tab.).

Tabelle 8

Häufigkeit der Starkregen in München und der gleichzeitigen Starkregen auf der Zugspitze.

	Frühling	Sommer	Herbst	Winter
München	4,2	4,0	3,5	2,1
Zugspitze	1,8	2,5	1,4	1,3
	43%	62%	40%	62%

Die Häufigkeit der gleichzeitigen Starkregen ist zwar im Winter am geringsten, der prozentuale Anteil an den Münchener Starkregen dagegen ebenso groß wie im Sommer. Auch auf Grund der Häufigkeit ist also das oben erwähnte sekundäre winterliche Maximum der Ergiebigkeit der Niederschläge auf der Zugspitze (s. Tab. 6) zu erwarten.

Wie bereits erwähnt, ist für die Erfassung der jahreszeitlichen Verschiedenheit des Einflusses der nördlichen Alpenkette auf die Starkregen weniger der absolute Gang der Niederschläge auf der Zugspitze als ihr Ergiebigkeitsunterschied gegenüber den Münchener Starkregen maßgebend. Für die Zugspitze ergibt sich das gleiche Resultat wie für Innsbruck; d. h. nach Tab. 6 ist der Unterschied in der Ergiebigkeit der gleichzeitigen Niederschläge in München und auf der Zugspitze im Winter am kleinsten; er beträgt nur 0,5 mm. Im Herbst erreicht der Ergiebigkeitsunterschied ein Maximum, im Sommer ein sekundäres Minimum.

Zusammenfassung.

Treten in München starke Niederschläge auf, so ist der Einfluß der nördlichen Kalkalpen auf die gleichzeitig auf der Zugspitze und in Innsbruck fallenden Niederschläge überraschenderweise im Winter am geringsten. Die größte abschwächende Wirksamkeit der Gebirgskette tritt im Frühling (in Innsbruck) oder im Herbst (Zugspitze) auf.

Von dem Ergiebigkeitsunterschied der Niederschläge an der Ausgangsstation (München) und den Vergleichsstationen (Zugspitze, Innsbruck) konnte oben auf den Wirkungsgrad der nördlichen Alpenkette geschlossen werden. Ein weiteres Kriterium für den Einfluß der Gebirgskette ist durch den Vergleich der Niederschläge an den Vergleichsstationen, wie sie durch Tab. 6 gegeben sind, mit der normalen Regendichte dieser Stationen gegeben. Sind die mit den Münchener Starkregen gleichzeitig in Innsbruck auftretenden Niederschläge nur ebenso stark wie die normale Regendichte von Innsbruck, so ist darin eine merkliche absperrende Wirkung der Gebirgskette zu erblicken, da in München nur die Starkregentage ausgewählt wurden, während die Regendichte von Innsbruck nicht nur die Starkregen, sondern auch die schwächsten Niederschläge umfaßt.

Tabelle 9

Regendichte.

	Frühling	Sommer	Herbst	Winter	Jahr
München	3,9	6,7	3,8	2,6×)	4,3
Zugspitze	5,6	8,4	6,7	5,3×)	6,6
Innsbruck	4,6	7,3	5,8	4,4×)	5,6

Im Jahresmittel beträgt in Innsbruck die gewöhnliche Regendichte 5,6 mm. Die gleichzeitig mit den Münchener Starkregen in Innsbruck auftretenden Niederschläge haben im Jahresmittel eine Ergiebigkeit von 11,7 mm (s. Tab. 6). Sie sind also noch doppelt so groß wie die gewöhnliche Regendichte. Der Vergleich der Tab. 6 mit Tab. 9 zeigt, daß im Winter der Unterschied zu der normalen Regendichte am größten ist; die mit den Münchener Starkregen gleichzeitig in Innsbruck eintretenden Niederschläge sind fast dreimal so ergiebig wie die mittlere Regendichte. Auch der Vergleich dieser beiden Tabellen ergibt das gleiche Resultat, daß nämlich die absperrende Wirkung der Gebirgskette verhältnismäßig gering ist; am schwächsten ist der Einfluß im Winter. Für die Zugspitze ergeben sich die gleichen Verhältnisse. Die Regendichte beträgt im Jahresmittel 6,6 mm, die Ergiebigkeit der mit den Münchener Starkregen gleichzeitig auftretenden Niederschläge beträgt hingegen 13,6 mm, ist also ebenfalls doppelt so groß wie die gewöhnliche Regendichte.

2. *Starkregen in Innsbruck und die gleichzeitigen Niederschläge in München.*

Tabelle 10

Starkregendichte in Innsbruck und Ergiebigkeit der gleichzeitigen Niederschläge auf der Zugspitze und in München.

	Frühling	Sommer	Herbst	Winter	Jahr
Innsbruck	16,4	18,9	18,2	16,3×)	17,6
Zugspitze	12,0	16,8	10,6×)	13,7	13,4
München	7,5	11,1	6,7×)	7,5	8,4

Die Starkregen an der Ausgangsstation Innsbruck haben im Jahresmittel eine Ergiebigkeit von 18 mm pro Tag. Die gleichzeitig in München fallenden Niederschläge betragen nur 8 mm, sind also viel schwächer als in Innsbruck. Nur im Sommer sind die Niederschläge in München größer als 10 mm. Der Unterschied der Ergiebigkeit der

Niederschläge in Innsbruck und München ist im Sommer am geringsten, im Herbst am größten. — Traten dagegen die Starkregen in München auf, so war der Einfluß der nördlichen Kalkalpen im Winter am schwächsten (s. o.).

Nach Tab. 10 erscheinen die Niederschläge in München gegenüber Innsbruck stark abgeschwächt. Als weiteres Kriterium für die Größe des Einflusses der Alpenkette wurde noch der Vergleich mit der normalen Regendichte angesehen. München hat im Jahresmittel eine normale Regendichte von 4,3 mm (s. Tab. 9); die gleichzeitig mit den Innsbrucker Starkregen in München fallenden Niederschläge haben eine Ergiebigkeit von 8,4 mm (s. Tab. 10), d. h. diese Niederschläge sind noch fast doppelt so groß wie die gewöhnliche Regendichte. Der Vergleich mit der Regendichte zeigt also, daß der Einfluß der Kalkalpen doch nicht so stark ist, als es auf Grund der Tab. 10 den Anschein hat.

Tab. 10 läßt erkennen, daß die Niederschläge auf der Zugspitze längst nicht so stark abgeschwächt erscheinen wie in München. Im Jahresmittel betragen die Niederschläge noch 13 mm auf der Zugspitze gegenüber 8 mm in München. Selbst die minimale Ergiebigkeit im Herbst ist noch größer als 10 mm. Der Ergiebigkeitsunterschied zwischen Innsbruck und Zugspitze ist im Sommer am geringsten, im Winter erreicht er ein sekundäres Minimum. Am größten ist er auf der Zugspitze sowohl als auch in München im Herbst.

Die normale Regendichte beträgt auf der Zugspitze im Jahresmittel 6,6 mm; die gleichzeitig mit den Innsbrucker Starkregen auf der Zugspitze fallenden Niederschläge betragen aber 13,4 mm, sind also doppelt so groß wie die normale Regendichte.

Ein Vergleich der bisher gesondert betrachteten Tab. 6 (Starkregen in München) und 10 (Starkregen in Innsbruck) muß zeigen, ob der Einfluß der Alpenkette verschieden stark ist, je nach dem in München oder in Innsbruck die Starkregen fallen. Bei Starkregen in München, die im Jahresmittel eine Ergiebigkeit von 17 mm pro Tag haben, fallen gleichzeitig auf der Zugspitze 14 mm, in Innsbruck 12 mm Niederschlag. Bei Starkregen in Innsbruck, die eine Höhe von 18 mm erreichen, betragen die gleichzeitigen Niederschläge auf der Zugspitze 13 mm, in München 8 mm. Im ersteren Falle (Starkregen in München) sind die Niederschläge in Innsbruck wesentlich ergiebiger als im zweiten Falle in München. Die nördliche Alpenkette scheint also viel eher das Uebergreifen der Starkregen vom Inntal

auf das Alpenvorland als in umgekehrter Richtung verhindern zu können. Dieses wie auch die übrigen statistischen Ergebnisse gelten natürlich nur immer unter der Voraussetzung, daß die verschiedenartige Niederschlagsverteilung zu beiden Seiten der Alpenkette in genetischer Beziehung zu dieser steht. Die Niederschlagsverteilung kann auch eine zufällige sein, d. h. sie ist nicht durch die nördliche Alpenkette bedingt. Beispiele dieser Art werden im zweiten Teil der Arbeit behandelt; in diesen Fällen treten starke Niederschläge im Inntal auf, während München niederschlagslos bleibt. Diese Niederschlagsverteilung ist in keiner Weise durch die Kalkalpen verursacht; sie würde wohl auch beim Fehlen der nördlichen Randkette in ähnlicher Weise auftreten.

Niederschläge an den Vor- und Nachtagen der Starkregentage.

Außer der Ergiebigkeit der Niederschläge an den Starkregentagen wurden auch noch die Niederschlagsmengen für den vorangehenden und nachfolgenden Tag berechnet. Vergleicht man diese Niederschläge mit der gewöhnlichen Regendichte (Tab. 9), so ergibt sich, daß die an den Vor- und Nachtagen der Starkregentage gefallenen Niederschläge in München etwas größer, in Innsbruck etwas kleiner als die normale Regendichte sind. Während also in Innsbruck die ergiebigen Niederschläge auf die Starkregentage beschränkt bleiben, greifen sie in München in geringem Maße auch noch auf die umliegenden Tage über; doch sind hier weniger die Niederschläge der Vor- und Nachtage an den Ausgangsstationen (d. i. den Starkregenstationen) von Interesse; vielmehr wurde die Untersuchung angestellt, um eine eventuelle Verschiebung der Starkregen an den Vergleichsstationen auf den vorangehenden oder nachfolgenden Tag feststellen zu können. Eine derartige Verlagerung der Starkregen tritt nicht ein. An den Vergleichsstationen fallen die ergiebigsten Niederschläge ebenfalls an den Haupttagen, d. h. also an den Starkregentagen der Ausgangsstationen. Fallen in München starke Niederschläge, so sind auch gleichzeitig in Innsbruck die Niederschläge ergiebiger als an den vorangehenden oder nachfolgenden Tagen. Das gleiche gilt für München, wenn in Innsbruck Starkregen auftreten.

3. Starke Gewitterregen in München und Innsbruck.

Da bisher die Gewitterregen ausgeschieden wurden, wurde zur Ergänzung der obigen Untersuchung für die starken Gewitterregen

die gleiche Untersuchung angestellt wie für die gewitterfreien Starkregen. Handelt es sich bei diesen Gewittern vornehmlich um Wärmegewitter, so werden die Niederschläge lokal begrenzt sein, also merkliche Unterschiede in der Ergiebigkeit an den miteinander verglichenen Stationen auftreten. — In Uebereinstimmung mit der obigen Definition der Starkregen sind als starke Gewitterregen solche Gewitterregen bezeichnet, die mindestens eine Ergiebigkeit von 10 mm am Tag erreichen.

Tabelle 11

Mittlere Anzahl der starken Gewitterregen in München und Innsbruck pro Jahr.

	Frühling	Sommer	Herbst	Winter	Jahr
München	0,7	6,8	0,7	0,1	8,3
Innsbruck	0,5	4,2	0,4	—	5,1

Die jahreszeitliche Verteilung der Häufigkeit läßt sofort erkennen, daß die starken Gewitterregen vornehmlich durch Wärmegewitter hervorgerufen werden. In München sind die starken Gewitterregen viel häufiger als in Innsbruck; dagegen sind (nach Tab. 4) die gewitterfreien Starkregentage in Innsbruck häufiger als in München. Im übrigen zeigt die Häufigkeitsverteilung, daß in der unten angegebenen Tabelle über die Ergiebigkeit der starken Gewitterregen die nichtsommerlichen Werte kaum irgendwelchen Anspruch auf Genauigkeit erheben können. Im Frühling und Herbst treten in München nur je 7, in Innsbruck 4—5 Gewitterregentage in 10 Jahren auf. Es werden daher im folgenden nur die dafür umso charakteristischeren sommerlichen Niederschlagswerte diskutiert.

Tabelle 12

Ergiebigkeit der starken Gewitterregen in München und der gleichzeitigen Niederschläge auf der Zugspitze und in Innsbruck.

	Frühling	Sommer	Herbst	Winter
München	14,6	19,4	23,1	10,9
Zugspitze	7,7	9,5	14,7	1,8
Innsbruck	1,8	7,1	8,9	—

Die Niederschläge auf der Zugspitze und in Innsbruck sind wesentlich schwächer als die Gewitterregen in München. Diese Niederschläge seien wieder mit der normalen Regendichte verglichen (s. Tab. 9). Die Zugspitze hat im Sommer eine Regendichte von 8,4 mm und

Innsbruck eine solche von 7,3 mm. Die gleichzeitig mit den Münchener starken Gewitterregen in Innsbruck auftretenden Niederschläge sind also ebenso groß wie die gewöhnliche Regendichte, auf der Zugspitze nur etwas größer als die Regendichte. — Die obigen Untersuchungen haben nun gezeigt, daß bei Starkregen in München, die nicht von Gewittererscheinungen begleitet sind, die gleichzeitig auf der Zugspitze und in Innsbruck auftretenden Niederschläge nicht ebenso groß, sondern doppelt so groß wie die normale Regendichte sind. Fallen in München im Sommer starke Gewitterregen, so betragen die gleichzeitigen Niederschläge in Innsbruck 7,1 mm, hat hingegen München in der gleichen Jahreszeit Starkregen ohne Gewittererscheinungen, so haben die gleichzeitig in Innsbruck auftretenden Niederschläge eine Ergiebigkeit von 15,0 mm. Dieser Vergleich zeigt in charakteristischer Weise, wie gering der Einfluß der Kalkalpen auf die Starkregen ist; damit wird auch das obige Ergebnis nochmals bestätigt. Die Niederschlagsverteilung an den Gewitterregentagen ist natürlich als zufällig anzusehen, d. h. die Ergiebigkeitsunterschiede zwischen München und Innsbruck sind nicht als durch den Einfluß der Gebirgskette bedingt anzusehen.

Tabelle 13

Ergiebigkeit der starken Gewitterregen in Innsbruck und der gleichzeitigen Niederschläge auf der Zugspitze und in München.

	Frühling	Sommer	Herbst	Winter
Innsbruck	13,8	19,7	16,7	—
Zugspitze	9,1	13,1	13,7	—
München	5,4	8,5	2,3	—

Die Niederschläge in München sind viel schwächer als die Gewitterregen in Innsbruck, hingegen fallen auf der Zugspitze ergiebige Niederschläge. Der Vergleich von Tab. 9 und 13 zeigt, daß die gleichzeitig mit den Innsbrucker Gewitterregen auftretenden Niederschläge in München nur etwas, auf der Zugspitze aber viel ergiebiger sind als die normale Regendichte dieser Stationen.

Die frühere Untersuchung über die gewitterfreien Starkregen hatte ergeben, daß die absperrende Wirkung der nördlichen Alpenkette auf die Starkregen am größten ist, wenn die letzteren in Innsbruck, nicht in München fallen. Die gewitterlosen Starkregen greifen also in stärkerem Maße vom Alpenvorland auf das Inntal über als in umgekehrter Richtung. Aus dem Vergleich der Tab. 12 und 13 ergibt sich für die mit Gewittererscheinungen verbundenen Starkregen

gerade das entgegengesetzte Ergebnis wie für die gewitterfreien Starkregen. Die starken Gewitterregen scheinen nämlich eher vom Inntal auf das Alpenvorland überzugreifen als in umgekehrter Richtung. — Eine besondere Stellung nimmt die Zugspitze ein. Fallen in München starke Gewitterregen (im Sommer), so betragen die gleichzeitigen Niederschläge auf der Zugspitze 9,5 mm. Fallen dagegen die starken Gewitterregen in Innsbruck, so haben die gleichzeitig auf der Zugspitze fallenden Niederschläge eine Ergiebigkeit von 13,1 mm. Die Zugspitze scheint also noch vollkommen im Bereich der starken Innsbrucker Gewitterregen zu liegen, aber bereits außerhalb der Münchener Gewitterregenzone.

Fallen in Innsbruck starke Gewitterregen (im Sommer), so betragen die gleichzeitigen Niederschläge in München 8,5 mm; sind die in Innsbruck auftretenden Starkregen nicht mit Gewittererscheinungen verbunden, so haben die gleichzeitig in München fallenden Niederschläge eine Ergiebigkeit von 11,1 mm (im Sommer). Der Unterschied in der Ergiebigkeit der Niederschläge in München (8,5 und 11,1 mm), je nachdem die gleichzeitigen Starkregen in Innsbruck mit Gewitter verbunden sind oder nicht, ist also längst nicht so groß wie bei den oben untersuchten Niederschlägen in Innsbruck (7,1 und 15,0 mm), die gleichzeitig mit den starken Gewitterregen und gewitterlosen Starkregen in München auftreten. Der verschiedene Unterschied in der Ergiebigkeit der Niederschläge in München und in Innsbruck ist auf das oben gefundene Ergebnis zurückzuführen, daß die gewitterlosen Starkregen vom Alpenvorland auf das Inntal, die starken Gewitterregen aber vom Inntal auf das Alpenvorland übergreifen. Diese verschiedene Tendenz des Uebergreifens der Starkregen über die nördliche Alpenkette bewirkt in München eine Verringerung, in Innsbruck aber eine Verstärkung des oben erwähnten Ergiebigkeitsunterschiedes.

Die Untersuchung der gleichzeitigen Niederschläge im Alpenvorland und im Inntal liefert also das unerwartete, aber eindeutige Ergebnis, daß die nördlichen Kalkalpen bei Starkregen keine wirksame Regenscheide darstellen.

C. 1. Einzelfälle mit Starkregen auf der einen Seite und Niederschlagslosigkeit auf der anderen Seite der Nordtiroler Kalkalpen.

a. Starke Niederschläge in München, Niederschlagslosigkeit in Innsbruck.

Die Fälle, in denen die nördlichen Kalkalpen das Uebergreifen der starken Niederschläge vom Alpenvorland auf das Inntal völlig unterbinden, werden also sehr selten sein. Aus einem zehnjährigen Zeitraum (1901—10) ergaben sich nach Ausscheidung der Gewitterregen nur 7 Fälle;

1. 10. Aug. 1906;
2. 21. Sept. 1906;
3. 6. Sept. 1907;
4. 23. Febr. 1908;
5. 5. Mai 1908;
6. 3. Sept. 1908;
7. 13. Juni 1909.

Die Anfertigung der Niederschlagskarten für ein Gebiet, das Südbayern, Tirol, Salzburg und Westkärnten umfaßte, mußte erst zeigen, ob die Niederschlagswerte von München und Innsbruck für die bayrische Hochebene bzw. das Inntal charakteristisch sind. — Während Südbayern mehr oder weniger stark überregnet ist, bleibt Südtirol in 6 Fällen niederschlagsfrei. Nur in einem Falle (13. Juni 1909) werden stellenweise schwache Niederschläge durch eine sekundäre Depression südlich der Alpen hervorgerufen. Zwei Tage (21. Sep. 1906 und 23. Febr. 1908) stellen sowohl hinsichtlich der Niederschlagsmengen als auch der geographischen Verteilung der Niederschläge die weitaus charakteristischsten Fälle dar. Es treten die größten Niederschläge auf. Während an diesen beiden Tagen die Starkregen ($\geqq 10$ mm) längs des ganzen Alpennordrandes (vom Bodensee bis zum Salzkammergut) auftreten, sind diese an den anderen Tagen nicht so ausgedehnt und teilweise überhaupt auf die bayrische Ebene beschränkt. In 5 Fällen ist fast das ganze Inntal oberhalb von Rotholz bzw. Innsbruck niederschlagsfrei, in den übrigen 2 Fällen treten hingegen nur vereinzelte niederschlagslose Inseln im Inntal auf.

Die Untersuchung der Wetterlagen bestätigt die obigen Ausführungen über die für starke Niederschläge im Alpenvorland typischen Druckverteilungen, denn in allen Fällen tritt die Hochdruckkeilsituation auf. In 2 Fällen bildet allerdings die Keilform der Isobaren nicht das charakteristische Merkmal der Wetterlage. In diesen beiden Fäl-

len fällt auch der Niederschlag hauptsächlich auf der Vorderseite, in den anderen Fällen aber auf der Rückseite einer (über Ost- oder Nordeuropa liegenden) Depression. In 3 Fällen tritt in Innsbruck Nordföhn auf.

Die Untersuchung ergibt, daß äußerst selten sehr ergiebige Niederschläge auf das Alpenvorland und die Kalkalpen beschränkt bleiben, vielmehr greifen sie mit abnehmender Intensität auf die Längstalzone und die Zentralalpen über. Bedeutet doch die Keilsituation auch für Nordtirol Niederschlag.

b. Starke Niederschläge in Innsbruck, Niederschlagslosigkeit in München.

Bei Ausschluß der Gewitterregen ergeben sich aus der zehnjährigen Periode 9 Fälle. An allen Tagen ist das ganze hier betrachtete Alpengebiet mehr oder weniger stark überregnet, der nördliche Teil der bayrischen Ebene ist von München ab niederschlagsfrei. 3 Fälle (10. März 1901, 7. Nov. 1906, 17. Okt. 1907), die im synoptischen Teil dieser Arbeit eingehend untersucht werden, zeichnen sich durch äußerst ergiebige Niederschläge auf der Alpensüdseite aus. Das Inntal gehört noch vollständig zum Niederschlagsregime der Südseite. Aehnlich wie in den oben erwähnten Fällen greifen auch hier die Niederschläge auf die Leeseite der Alpen über. In den übrigen 6 Fällen treten getrennte Starkregengebiete nördlich und südlich der Zentralalpen auf. Diese Gebiete bilden nur größere oder kleinere Inseln oder schmale Streifen, die nicht die ganze Nord- oder Südalpenzone umfassen.

In den erstgenannten 3 Fällen treten die für ergiebige Niederschläge in Südtirol charakteristischen Wetterlagen auf: einerseits ein Minimum über dem westlichen Mittelmeer, andererseits eine keilförmige Ausbuchtung der Isobaren am Südfuß der Alpen. In weiteren 3 Fällen liegt hoher Druck nördlich der Alpen, eine Depression südlich bzw. südöstlich des Gebirges. In zwei Fällen tritt eine keilförmige Ausbuchtung der Isobaren am Nordrande der Alpen auf. Im letzten Fall liegt Südtirol auf der Vorderseite einer Mittelmeerdepression; Innsbruck meldet Südföhn, dann erfolgt auf der Rückseite einer nördlichen Depression ein Kaltlufteinbruch aus Norden. Dadurch ist zwar das Auftreten zweier getrennter Starkregengebiete in der nördlichen und südlichen Kalkalpenzone erklärt, aber die Niederschlagsverteilung ist insofern sehr merkwürdig, als München auf der Luvseite niederschlagsfrei bleibt, während das leeseitige Inns-

bruck einen Niederschlag von 10 mm aufweist. Dies gilt auch für die anderen 6 Fälle. Offenbar treten durch die Orographie ausgelöste feuchtlabile Niederschläge in dem maritimen Kaltluftkörper ein.

2. Niederschläge im Alpenvorland bei Nordströmung.

Die größten orographischen Niederschläge im Alpenvorland sollte man erwarten, wenn eine starke Nordströmung gegen den Alpenwall gerichtet ist. Es wurden daher die Fälle herausgesucht, in denen während des ganzen Tages (an den 4 Beobachtungsterminen) eine Luftströmung mit starker nördlicher Komponente (NW bis NE) an den Stationen München und Zugspitze auftritt. Der Hohenpeißenberg mußte außer Betracht bleiben, da auf ihm die N- und besonders NW-Winde durch den Gebirgseinfluß in W-Winde umgewandelt werden [7]).

Aus dem Zeitraum 1901—10 ergaben sich nach Ausscheidung der Gewittertage nur 5 Fälle.

Am 25. Mai 1903 bleiben Südbayern und Tirol infolge antizyklonaler Wetterlage niederschlagsfrei, nur in den Salzburger Alpen und im Salzkammergut fallen schwache Niederschläge. Auch der nächste Fall (14. Jan. 1902) ist wenig interessant. Im Alpenvorland und in den nördlichen Kalkalpen treten nur schwache Niederschläge (< 5 mm) auf, der nördliche Teil der bayrischen Ebene und Südtirol sind niederschlagslos. Nur in einem Fall (am 23. März 1907) tritt der orographische Charakter der Niederschläge deutlich hervor; die nördlichen Kalkalpen vom Bodensee bis zum Salzkammergut bilden eine ununterbrochene, schmale Starkregenzone, Südtirol ist niederschlagsfrei, die 0 mm-Isohyete verläuft am Südhang der Zentralalpen. An diesem Tage tritt in Innsbruck und in Südtirol Nordföhn auf. (Auch in zwei anderen Fällen meldet Südtirol Nordföhn bzw. Fallwind). In allen 5 Fällen mit Nordströmung über dem Alpenvorland herrscht hoher Druck über England, tiefer Druck über Ost- oder Südosteuropa. Die Keilform der Isobaren tritt nur in einem Falle (am 23. März 1907) auf.

3. Zusammenfassung:

Im Alpenvorland fallen die weitaus ergiebigsten Niederschläge von allen bisher untersuchten 21 Fällen (München $\geqq 10$ mm, Inns-

[7]) Berücksichtigt man auch den Hohenpeißenberg, so gibt es in 10 Jahren (1901—10) nur einen einzigen Tag mit ausgeprägter Nordströmung an den 3 Stationen (27. Nov. 1908). Die Wetterlage ist typisch antizyklonal, Niederschläge treten nicht auf.

bruck niederschlagsfrei — 7 Fälle, Innsbruck ≧ 10 mm, München niederschlagslos — 9 Fälle, Tage mit Nordströmung — 5 Fälle) am 21. Sept. 1906 und am 23. Febr. 1908. An diesen Tagen hat München einen Niederschlag von mehr als 10 mm, während Innsbruck niederschlagsfrei bleibt (s. o.). Die stärksten Niederschläge im Alpenvorland treten nicht in den Fällen auf, in denen eine Nordströmung in der ganzen Luftsäule vom Boden bis zum Gebirgskamm entwikkelt ist, denn an den beiden obengenannten Tagen meldet München SW, Peißenberg W und die Zugspitze NW. Diese sehr häufig gleichzeitig auftretenden Winde bezeichnet Schmauß als kohärente Winde. Die Rechtsdrehung des Windes mit der Höhe führt er auf die für Südbayern typische Luftdruckverteilung zurück: den Keil hohen Druckes, welcher von Südwesten her über das Alpengebiet sich erstreckt (Lit. 35, S. D 3). In der Tat tritt auch an den beiden obigen Tagen diese Luftdruckverteilung in charakteristischer Form auf.

Auch F. Lex stellt fest, daß bei den Hochwasserwetterlagen in Nordbayern zwar N- oder NW-Winde, in Südbayern aber infolge des Einflusses der Alpen W- oder SW-Winde vorherrschen.

Die Tatsache, daß an den Tagen mit ausgeprägter Nordströmung die Niederschläge im Alpenvorland längst nicht so ergiebig sind wie an den Tagen mit Keilsituation, erklärt sich daraus, daß in den ersteren Fällen das Alpenvorland bereits zu sehr im Bereich der westlichen Antizyklone liegt. Die Gradienten sind deshalb schwach. Bei den Keilsituationen herrschen zwar in Südbayern in den unteren Luftschichten SW-Winde, also vom Gebirge weggerichtete Luftströmungen, aber in den höheren Luftschichten rufen die sehr steilen Gradienten stürmische NW-Winde hervor.

Die obigen Untersuchungen über die Starkregen auf der Alpennordseite haben ergeben, daß die ergiebigen Niederschläge vom Alpenvorland meist auf das Inntal und die Zentralalpen übergreifen. Doch tritt dieses Uebergreifen der Starkregen von der Luv- auf die Leeseite auch, und zwar in besonders charakteristischer Form, bei ergiebigen Niederschlägen auf der Alpensüdseite auf. Daß dann selbst heftigster Südföhn in den nördlichen Alpentälern das Uebertreten der Starkregen von der Alpensüdseite auf das Inntal nicht verhindern kann, zeigen die Untersuchungen im zweiten Teil der Arbeit.

II. Starkregen in den Tiroler Alpen.

(Synoptische Untersuchung).

A. Einleitung:

Während im ersten Teil der Dissertation eine rein statistische Untersuchung über die Ergiebigkeit der Starkregen im Alpenvorland und im Inntal angestellt wurde, werden im zweiten Teil die Wetterlagen einzelner Fälle untersucht, in denen ergiebige Niederschläge in den Nordtiroler Alpen auftreten. Der synoptische Teil der Dissertation stellt nur einen kleinen Auszug aus einer größeren Abhandlung dar, in welcher der Einfluß der nördlichen Kalkalpen auf die Entstehung und geographische Verteilung der Starkregen auf der Alpennordseite untersucht wurde. Dieser Einfluß mußte offenbar dann am größten sein, wenn eine völlige Absperrung der Starkregen stattfand. Es wurden daher die im ersten Teil der Arbeit bereits kurz behandelten Fälle herausgesucht, in denen einerseits in München Starkregen auftraten, während Innsbruck niederschlagsfrei blieb, andererseits in Innsbruck ergiebige Niederschläge fielen bei gleichzeitiger Niederschlagslosigkeit in München. Die übliche Methode der synoptischen Bearbeitung einer größeren Anzahl von Einzelfällen, nämlich die Einteilung der Niederschlagstage in verschiedene Typen, deren charakteristischste Beispiele dann eingehend behandelt werden, konnte nicht angewandt werden, da die ausgewählten Niederschlagstage sich sehr selten und meist nur mit großer Willkür bestimmten Typen zuordnen ließen. Nicht nur um den Umfang des synoptischen Teiles der Dissertation nicht allzu sehr anwachsen zu lassen, sondern auch vornehmlich aus folgendem Grunde wurde nur eine kleine Gruppe von Niederschlagstagen aus den oben erwähnten Fällen herausgegriffen und diskutiert. Die nähere Untersuchung der Niederschlagstage ergab nämlich, daß diese Fälle in keiner Weise zur Untersuchung des Einflusses der nördlichen Randkette der Alpen auf die Entstehung und Verteilung der Starkregen geeignet waren; in fast allen Fällen war die oben gekennzeichnete Niederschlagsverteilung nicht auf orographische Faktoren, also nicht auf die Einwirkung der Alpenkette, sondern auf zyklonale Vorgänge zurückzuführen.

Die ausgewählten vier Niederschlagstage, die zu den Fällen gehören, in denen in Innsbruck Starkregen auftreten, während München niederschlagslos bleibt, weisen sowohl hinsichtlich der Niederschlagsverteilung als auch der Witterungsvorgänge charakteristische Verhältnisse auf. Es sei vorweggenommen, daß auch in diesen Fällen die großen Unterschiede der Niederschlagsmengen von Innsbruck und München nicht auf den Einfluß der nördlichen Kalkalpen zurückzuführen sind. Die 4 Tage, die von allen untersuchten Fällen die weitaus ergiebigsten Niederschläge im Tiroler Alpengebiet aufweisen, sind insbesondere auf Grund zweier Erscheinungen ausgewählt worden.

(1) An allen 4 Tagen greifen ergiebige Niederschläge orographischen Ursprungs von der Alpensüdseite über die Zentralalpen auf das leeseitige Inntal über. Ist auch das Uebertreten der Niederschläge von der Luv- auf die Leeseite in den Mittelgebirgen eine keineswegs seltene Erscheinung, so sollte man doch erwarten, daß in einem Hochgebirge, wie es die Alpen darstellen, diese Verhältnisse kaum oder nur sehr schwach ausgebildet sind. Einen weiteren erschwerenden Faktor stellt die Gliederung der österreichischen Ostalpen in zwei Randketten und eine Zentralkette dar. Das an den 4 Tagen dennoch in äußerst charakteristischer Weise auftretende Uebergreifen der Starkregen von Südtirol über den Zentralalpenkamm auf die Alpennordseite muß daher als eine Erscheinung von besonderem meteorologischem Interesse angesehen werden.

(2) Eine noch interessantere und ganz abnorme Erscheinung tritt in allerdings nur 2 Fällen (am 7. Nov. 1906 und 16. Okt. 1907) auf — Niederschlag in Innsbruck bei Südföhn. Diese Fälle werden zuerst behandelt.

B. Synoptische Untersuchung der Einzelfälle.

1. Der 7. November 1906.

Dieser Tag bildet einen Höhepunkt einer längeren Föhnperiode, die vom 30. Oktober bis zum 9. November 1906 andauerte. Die Wetterkarten lassen für diese Zeit die für Südföhn charakteristische Situation erkennen. Im Osten und Südosten des Kontinents herrscht hoher Druck, die Depression liegt in der Nähe des Kanals; meist tritt eine keilförmige Ausbuchtung der Isobaren am Südfuß der Alpen auf.

In Innsbruck setzt an allen Tagen länger oder kürzer andauernder Föhn ein. Zur Zeit der Morgenbeobachtung tritt meist die als Föhnpause bekannte Erscheinung auf, die Pernter bereits erwähnt und v. Ficker näher untersucht und erklärt hat (Lit. 30, S. 435, Lit. 13a).

Nur an drei Tagen (am 31. Okt., 7. Nov. und weniger charakteristisch am 1. Nov.) ist der Föhn bereits am Morgentermin zum Ausbruch gekommen.

Tabelle 14

Luftdruckdifferenz Riva—Innsbruck (7 a).

	29. X.	30.	31.	1. XI.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.
(mm)	0,4	1,8	6,2	2,8	2,7	2,4	2,1	4,6	4,5	5,9	5,1	1,2	—0,1

Am 31. Oktober und 7. November erreicht die Föhnperiode ihre Höhepunkte. An diesen beiden Tagen werden auch die größten Gradienten über den Tiroler Alpen gemessen, wie die Differenzen der auf das Meeresniveau reduzierten Luftdruckwerte von Riva und Innsbruck anschaulich darlegen. Die Gradienten erreichen eine Größe, wie sie überhaupt nur in Gebirgen vorkommen kann. (Die Luftdruckwerte sind den Wiener Wetterberichten entnommen).

Der Föhn ist nicht auf das Inntal beschränkt, sondern tritt vielmehr verbreitet auf der ganzen Alpennordseite auf. In Innsbruck ist die Föhnperiode am 1. November unterbrochen. Die Trennung in zwei Teilperioden ist in der Schweiz und im Alpenvorland noch stärker ausgeprägt. Die im Rahmen dieser Untersuchung nur interessierende zweite Teilperiode beginnt in der Schweiz am 4. November. An diesem Tage setzt in Altdorf um 8^{30} a Föhn ein (Lit. 24, S. 39). Die Föhnlage erhält sich bis zum 7. nachmittags. Mit diesem Tage läßt die Föhnströmung nach, weil nun auch südlich der Alpen infolge Ausdehnung der westlichen Depression das Barometer beträchtlich gesunken ist.

Tabelle 15

Luftdruckdifferenz Lugano—Zürich.

	3. XI.	4.	5.	6.	7.	8.
(mm)	0,5	1,5	3,9	5,7	2,6	—0,1×)

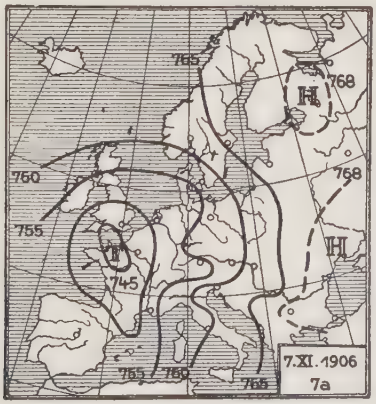
Ueber den Schweizer Alpen tritt schon am 6. der stärkste Gradient auf, also einen Tag früher als über den Tiroler Alpen.

Der Beobachter in Spital am Pyhrn bezeichnet als Hauptföhntag den 8. November, an dem Windstärke S 8—9 notiert wurde (Lit. 12, S. 31).

In den österreichischen Ostalpen wird der Höhepunkt der Föhnperiode erst 2 Tage später als in der Schweiz erreicht. Auf dieses „Wandern" des Föhns von Westen nach Osten weist auch v. Ficker hin (Lit. 12, S. 30).

Auch in Südbayern traten typische Kennzeichen des Fallwindes auf. Im Witterungsbericht der Meteorologischen Zentralstation von Bayern heißt es über die Föhnperiode in der ersten Dekade des Novembers: „Vom Süd- zum Nordfuße der Alpen bildete sich zunächst ein schwaches, später ein intensiveres Druckgefälle aus (s. Tab. 14). Für Südbayern gab diese Druckverteilung zu mehr oder minder ausgesprochener Föhnlage Veranlassung, während Nordbayern fortgesetzt wolkiges bis trübes, mildes Wetter hatte mit zeitweisen Regenfällen. Im Alpengebiet und in dessen Vorland traten bereits am Morgen des 3. die Begleiterscheinungen des Föhns deutlich zutage und bis zum 6. oder 7. nahmen dieselben an Intensität dauernd zu. Fast alle Stationen Südbayerns verzeichneten an diesen letztgenannten Tagen die höchsten Temperaturen des Monats. An einigen alpinen Tallagen wurden bereits in den Frühstunden Temperaturen von mehr als 10°, stellenweise sogar mehr als 15° verzeichnet. .... Während der ganzen Föhnperiode traten gewisse Kennzeichen des Fallwindes, so die Reinheit der Luft, mit seltener Deutlichkeit auf."

Abb. 1.



Luftdruckverteilung am 7. XI. 1906 um 7 a.

Witterungsvorgänge am 7. November.

Wetterlage: am 7. November liegt der Kern einer Depression über dem Kanal, hoher Druck über Rußland. Am Südfuß der Alpen tritt die für Föhn charakteristische Keilform der Isobaren auf (vgl. Wetterkarte, Abb. 1). Der Wiener Wetterbericht meldet Föhn in den nördlichen Alpentälern, trübes, regnerisches Wetter in den südlichen Alpenländern.

Alpensüdseite.

Wie bereits an den Vortagen, so herrscht auch am 7. November auf der Alpensüdseite während des ganzen Tages trübes und regnerisches Wetter. Die Tagesschwankung der Temperatur ist daher nur sehr gering. In Riva und Trient ist der normale Temperaturgang vollkommen unterdrückt. Die Temperaturen liegen dennoch für die Jahreszeit relativ hoch.

An der Adria weht kräftiger Scirocco, der während des 7. an Stärke noch zunimmt. Ueber den Alpenkämmen wehen infolge des kräftigen Gradienten starke bis stürmische südliche Winde. In den südlichen Alpentälern dringt der in der Höhe herrschende südliche Luftstrom nicht bis zum Boden herab. Hier treten schwache Winde aus östlichen, ja sogar nördlichen Richtungen auf.

Die auf den Alpenwall treffende warme und feuchte südliche Luftströmung ruft auf der Südseite gewaltige Niederschläge hervor, auf die unten noch näher eingegangen wird. Als Beispiel sei nur erwähnt, daß in Riva die gewaltige, aber durchaus nicht vereinzelte Niederschlagsmenge von 109 mm gemessen wurde, die gleichzeitig die größte Niederschlagsmenge des Jahres darstellt.

Zur Charakterisierung der Strömungsverhältnisse über den Alpenkämmen seien die Windbeobachtungen einiger Gipfelstationen mitgeteilt:

Tabelle 16

	7. XI.			8. XI.
	7a	2p	9p	7a
Säntis [8]) (2500 m)	S 8	SSW 10	SSW 12	SW 8
Zugspitze (2962 m)	SSE 6	SSE 8	SSE 8	SSE 5
Sonnblick (3106 m)	NW 7	WSW 6	WSW 7	WNW 6
Obir (2044 m)	SW 6	SW 8	SW 6	SW 8

[8]) Die an den schweizerischen Stationen in der sechsteiligen Beaufort-Skala geschätzte Windstärke ist der Vergleichbarkeit wegen auf die zwölfteilige umgerechnet.

Ueber den Alpen ist ein außerordentlich heftiger südlicher Luftstrom entwickelt, der auf Sturmes- bis Orkanstärke anwächst.

Während die Beobachtungen der Stationen Säntis, Zugspitze und Obir in höchst charakteristischer Weise der allgemeinen Luftdruckverteilung entsprechen, sind die Beobachtungen auf dem Sonnblick z. T. wenig verständlich. Am Morgen des 7. ist sogar eine dem allgemeinen Druckgefälle entgegengerichtete Luftströmung entwickelt. Die stündlichen Registrierungen zeigen, daß die Morgenbeobachtung vom 7. — im Gegensatz zu der Beobachtung vom 8. morgens — keineswegs einen vereinzelten, uncharakteristischen Wert darstellt. Am Morgen des 7., als auf dem Sonnblick die Luftströmung eine nördliche Komponente aufweist, herrschen nicht nur an den anderen Bergstationen starke südliche Winde, sondern auch in den nördlichen Alpentälern — Inntal und Salzkammergut — tritt ausgesprochener Südföhn auf. Kurz nach dem Morgentermin dreht der Wind auf dem Sonnblick von NW auf W und von 4p an herrscht frischer SW — wie auf dem Obir — bis in die Nacht hinein. Daß es sich trotz der abweichenden Windbeobachtungen auf dem Sonnblick um den gleichen Luftstrom wie an den anderen Bergstationen handelt, zeigen die Temperaturbeobachtungen. Wie auf der Zugspitze ist auch auf dem Sonnblick die Abkühlung in der Nacht zum 7. unterdrückt.

Auf die charakteristischen Temperaturverhältnisse an den Höhenstationen in der Nacht und am Morgen des 8. wird noch unten eingegangen.

Vorgänge in Innsbruck.

In der Nacht vom 6. zum 7. hält in Innsbruck der Föhn ununterbrochen an, während in den vorangegangenen Nächten die übliche Föhnpause eingetreten war. Das Ausbleiben der Föhnpause ist ein Zeichen für die Mächtigkeit der Föhnströmung. Am 6. um 10a kommt der Föhn in Innsbruck zum Ausbruch und hält ohne Unterbrechung bis in die Nacht zum 8. an. In der vorangegangenen Nacht ist die Abkühlung vollkommen unterbunden. Mit 16—17° (im November!) erreicht das Thermometer einen Stand, wie er sonst nur im Hochsommer zu dieser Tageszeit gemessen wird. Am 7. morgens liegt die Feuchtigkeit um 40% tiefer als am Vortag.

Am Mittag erfolgt eine schwache Zunahme der Feuchtigkeit, die um 12 m mit 53% ihr Maximum erreicht. Um 1p ist der Föhn mit einem Feuchtigkeitsfall von 8% und einem Temperaturanstieg von 2,3° wieder voll zum Ausbruch gekommen. Der Beobachter verzeichnet mittags schwachen Regen; offenbar ist dieser mit der Feuchtigkeitszunahme in Zusammenhang zu bringen.

Bis 9p hält der Föhn in gleicher Stärke an; von 9—10p erfolgt plötzlich ein Feuchtigkeitssprung von 10% und ein Temperaturfall

von 2°. Doch ist der Föhn noch nicht beendet. Das typische Föhnende tritt erst von 1—2a mit einer plötzlichen Feuchtigkeitszunahme von 30% (von 51 auf 81%) und einem Temperatursturz von 5,0° ein. Um 4a kommt der Föhn nochmals vorübergehend mit einer starken Feuchtigkeits- und Temperaturschwankung zum Ausbruch; von Ficker hat diese Erscheinung als Durchbruchsversuche der warmen Föhnströmung durch die kalte, im Tale stagnierende Luft bezeichnet (Lit. 13a, S. 105).

Die im Inntal talabwärts keilförmig vordringende Kaltluft schiebt sich unter die warme Föhnströmung und hebt sie vom Boden ab. Hat die Kaltluft vorerst noch eine geringe Mächtigkeit, so vermag die Föhnströmung bisweilen die Kaltluft vorübergehend zu verdrängen und nochmals bis zum Talgrund vorzudringen. Die Störung in Innsbruck ist nur auf die lokale Beeinflussung des Inntales, nicht aber auf die allgemeine Luftdruckverteilung zurückzuführen (Lit. 13a, S. 133 und 155). Denn in der Höhe herrscht die südliche Luftströmung unvermindert fort. Außerdem hält die Föhnpause nur einige Stunden an; um 10—11a am 8. kommt der Föhn mit einem starken Feuchtigkeitsfall von 34% (von 72 auf 38%) erneut zum Ausbruch.

Der 7. November bildet den letzten Tag der Föhnperiode, an dem in der ganzen Nordalpenzone verbreitet Föhn auftritt; denn in der Schweiz und in Vorarlberg tritt an diesem Tage das Ende der Föhnperiode ein, während im Inntal, Salzburg und Salzkammergut auch noch am nächsten Tage Föhn ausbricht. Der 7. November bildet, wie bereits erwähnt, in der österreichischen Nordalpenzone den Höhepunkt der Föhnperiode. An diesem Tage messen die österreichischen Föhnstationen die höchsten Temperaturen des Monats, während Altdorf schon am 6. November — dem Hauptföhntag in der Schweiz — das Monatsmaximum der Temperatur aufweist. Am 7. tritt in Altdorf über Mittag nochmals kräftiger Föhn auf, der am Abend bereits erloschen ist, obwohl die heftige südliche Luftströmung noch anhält. Am 8. kommt Föhn nicht mehr zum Ausbruch. In Feldkirch hält der Föhn noch bis zum Abend an, aber auch an dieser Station bildet der 7. November den Abschluß der Föhnperiode. An den östlicher gelegenen Föhnstationen tritt auch noch am 8. November heftiger Föhn auf. In Innsbruck wird an diesem Tage das Monatsminimum der Feuchtigkeit gemessen.

Auf die Erscheinung des „Wanderns" des Föhns wurde schon bei der Behandlung der Druckgradienten über den Alpen hingewiesen. Sie läßt sich leicht erklären aus den Veränderungen der allgemeinen

Druckverteilung. Am 7. November liegt die Depression über dem Kanal; der südliche Hochdruckkeil erstreckt sich über die ganze Poebene bis zum Südfuß der Schweizer Alpen. Diese Druckverteilung ruft im gesamten Alpengebiet sehr starke von SE nach NW gerichtete Gradienten hervor. Bis zum 8. morgens hat sich die Depression ostwärts verlagert und liegt mit ihrem Kern über Belgien und dem Rheinland; sie entsendet einen Tiefdruckausläufer über die Westalpen und den westlichen Teil der Poebene. Der starke Gradient über den Schweizer Alpen ist verschwunden. Da sich auf der Rückseite des Tiefdruckausläufers ein schwacher Hochdruckkeil ausgebildet hat, ist sogar ein ganz schwaches Druckgefälle in der entgegengesetzten Richtung aufgetreten — der Hochdruckkeil am Südfuß der Alpen hat sich ostwärts zurückgezogen und verursacht in Wechselwirkung mit dem sich nähernden Depressionskern über den österreichischen Ostalpen äußerst kräftige Gradienten vom Süd- zum Nordrand des Gebirges (vgl. Wetterkarte vom 8. Nov.).

Es sei hier kurz auf die Beobachtungen der Windrichtungen an Talstationen bei Südföhn hingewiesen. Es tritt häufig der Fall ein, daß die Feuchtigkeits- und Temperaturbeobachtungen in charakteristischer Weise Föhn anzeigen, obwohl die Windbeobachtungen noch keine Föhnströmung verzeichnen. Meist treten dann schwache Ost- oder sogar Nordostwinde auf, die bisweilen von der durchbrechenden viel heftigeren Südströmung abgelöst werden. Dabei treten jedoch — was besonders bemerkenswert ist — keine merklichen Aenderungen der Temperatur- und Feuchtigkeitsverhältnisse ein. Es kann als allgemeine Regel gelten: „Zeigen die Temperatur- und Feuchtigkeitsbeobachtungen der Talstationen der nördlichen Alpentäler Föhn an, treten aber keine Winde aus südlichen Richtungen auf, so ist die am Talboden herrschende schwache östliche Luftströmung als die für Südföhn charakteristische und den in der Höhe wehenden südlichen Winden korrespondierende Windrichtung anzusehen."

Temperaturgradienten zwischen Innsbruck und Zugspitze bzw. Sonnblick.

Tabelle 17

	7. XI.			8. XI.
	7a	2p	9p	7a
Innsbruck (575 m) — Zugspitze (2962 m)	0,83	0,79	0,79	0,54
Innsbruck—Sonnblick (3106)	0,79	0,79	0,77	0,51

Die Gradienten sind am 7. zwar sehr groß, doch erreichen sie längst nicht den trockenadiabatischen Wert, obwohl in Innsbruck ununterbrochen Föhn herrscht. Die Beobachtungstatsache, daß auch bei heftigstem Föhn in Zugspitz- und Sonnblickhöhe potentiell wärmere Luft fließt als in Innsbruck, hat v. Ficker erklärt (Lit. 11, S. 1228, Lit. 14, S. 51—53). Die in Innsbruck herrschende Südströmung überschreitet die Zentralalpen an der breiten und tiefen Lücke des Brenners (1370 m). Kommt die am Südhang der Zentralalpen aufsteigende Luft über den Brenner zwar noch nicht gesättigt an, würde aber diese Luft bei weiterem Aufsteigen das Kondensationsniveau noch wesentlich unterhalb der 3000 m-Grenze erreichen, so muß der Gradient zwischen Innsbruck und Zugspitze kleiner werden als der trockenadiabatische Gradient. Der Temperaturgradient zwischen den beiden Stationen wird umso geringer, je größer die Kondensationsschichte ist, je tiefer also das Kondensationsniveau unterhalb Zugspitzhöhe liegt.

Im folgenden soll nun festgestellt werden, ob am 7. November 1906 eine Kondensationsschichte von nennenswerter Mächtigkeit auftritt, und welchen Einfluß diese auf den Gradienten zwischen Innsbruck und Zugspitze ausübt.

Legt man die mittleren Temperatur-, Feuchtigkeits- und Druckwerte des 7. November von Innsbruck zugrunde, so erhält man bei Benutzung der Stüveschen Adiabatentafel eine Kondensationshöhe von ungefähr 2100 m, die also zwar 700 m über dem Brennerpaß, aber andererseits noch mehr als 800 m unterhalb des Zugspitzniveaus liegt. Der am 7. November tatsächlich herrschende mittlere Temperaturgradient zwischen Innsbruck und Zugspitze beträgt 0,80°, der berechnete feuchtadiabatische Gradient 0,85°. Die Verhältnisse am 7. November zeigen also, daß der Unterschied zwischen dem trockenadiabatischen und dem tatsächlich beobachteten Temperaturgradienten im wesentlichen auf die in der Kondensationsschichte unterhalb des Zugspitzenniveaus freiwerdende Kondensationswärme zurückzuführen ist.

Daß am Südhang der nördlichen Kalkalpen im Querschnitt von Innsbruck bei Föhn tatsächlich meist Kondensation eintritt, zeigen die Untersuchungen von Fickers. Fast immer lagert bei Föhn auf dem Kamme der Nordkette eine Wolkenbank von wechselnder Ausdehnung und Mächtigkeit. Kondensation und Wolkenbildung beginnen meistens erst über 2300 m (Lit. 13, S. 159—160).

Am Morgen des 7. liegen die Temperaturen in der bayrischen Hochebene zwischen 5 und 8°. Zur gleichen Zeit meldet Innsbruck bei Föhn eine Temperatur von 16°. Dagegen sind die Temperaturen an den föhnlosen Stationen des Inntales auch nur so hoch wie im Alpenvorland. Hier herrschen am Morgen des 7. schwache Winde aus südwestlichen, später östlichen Richtungen, während in der Höhe ein starker Südstrom entwickelt ist.

Tabelle 18

Temperaturgradienten am 7. November (7 a).

München—Zentralstation (523 m)—Hohenpeiß. (994 m)	0,38°
Hohenpeißenberg—Wendelstein (1727)	— 0,22
Wendelstein—Zugspitze (2962 m)	0,88
Wendelstein—Sonnblick (3106 m)	0,81
Untersberg (1663) — Sonnblick	0,91

Die vertikalen Temperaturgradienten zeigen, daß am Morgen im Alpenvorland eine kalte Bodenschichte lagert, die von einer wärmeren Luftströmung überweht wird. In den untersten Luftschichten herrscht schwache Temperaturabnahme mit der Höhe, von 1000 bis 1700 m erfolgt Temperaturumkehr und darüber setzt plötzlich rasche Temperaturabnahme ein. Die obersten Luftschichten sind in ihrer ganzen Masse potentiell wärmer als die kalte Bodenschichte, an der Grenzfläche auch absolut wärmer als die oberste Zone der Inversionsschichte; denn in 1700 m Höhe (Wendelstein) ist es noch um 1,6° wärmer als in 1000 m (Peißenberg). Sogar in München wird nur dieselbe Temperatur gemessen, wie auf dem 1200 m höher gelegenen Wendelstein. (Zwar ist die kalte Bodenschichte als Inversionsschichte bezeichnet worden, doch handelt es sich nicht um eine solche im eigentlichen Sinne des Wortes, da die Inversion nicht auf die Abkühlung der unteren Luftschichten durch nächtliche Ausstrahlung, sondern auf die föhnartige Erwärmung der oberen Luftschichten zurückzuführen ist.)

Ueber dem Alpenvorland dringt die Föhnströmung, die am Morgen des 7. auf dem Wendelstein (1727 m) beobachtet wurde, im Laufe des Tages in immer tiefere Luftschichten vor. Am Morgen liegen noch alle bayrischen Stationen einschließlich des Hohenpeißenbergs in der kalten Bodenschichte. Mittags melden München und Hohenpeißenberg föhnartige Erwärmung und Abnahme der Feuchtigkeit. In München wird das Monatsmaximum der Temperatur und

das Monatsminimum der Feuchtigkeit gemessen. Zum 2p-Termin ist die Temperatur in München um 4—6° höher als an den anderen bayrischen Stationen. Feuchtigkeits- und Windbeobachtungen zeigen, daß auf dem Hohenpeißenberg erst am Abend die eigentliche Föhnströmung zum Ausbruch kommt. Während in München zu dieser Zeit der Föhneinfluß bereits stark nachgelassen hat, bewirkt föhnartige Erwärmung in Passau und Augsburg einen vollkommen anormalen Temperaturgang. Der Peißenberg ist um 9 p wärmer als die Stationen der Hochebene. Am 8. morgens liegen die Temperaturen im gesamten Bayern infolge der föhnartigen Erwärmung um 7—8° höher als am Vortag. In Passau, das am 8. 7a Föhn meldet, ist eine Erwärmung von 14° eingetreten. — Daß die starke Temperaturzunahme nur eine Erscheinung der Alpennordseite ist, zeigen die Temperaturänderungen auf der Alpensüdseite und den Gipfeln der Alpen. An der Adriaküste sind die Temperaturen wenig verändert; in Venetien sogar 1° tiefer. In den südlichen Alpentälern und in der Kammhöhe der Alpen ist Erwärmung um 1° eingetreten. (Auf die Abkühlung um 2° auf dem Säntis wird noch unten eingegangen). Im Inntal sind die Temperaturen wenig verändert, nur an den Föhnstationen (Innsbruck, Hall) bewirkt das Erlöschen des Föhns starke Abkühlung von 6°; doch liegen am 8. morgens die Temperaturen keineswegs merklich tiefer als im Alpenvorland.

Während in Feldkirch, Innsbruck und auf dem Hohenpeißenberg der Föhn erloschen ist, melden in Salzburg und im Salzkammergut die Stationen Salzburg, Ischl, Ebensee und Mondsee Föhn. An diesen Stationen werden im November (!) Morgentemperaturen von 17—20° gemessen. Im Alpenvorland betragen die 7a-Temperaturen „nur" 11—12°, obwohl selbst diese Temperaturen für die Jahreszeit noch außergewöhnlich hoch liegen; sie stellen die höchsten Morgenbeobachtungen des Monats dar.

Die föhnartige Erwärmung bleibt nicht auf Bayern beschränkt, sondern tritt sogar in Norddeutschland in höchst bemerkenswerter Weise auf. Hier ist sie aber nicht so sehr am Boden als vielmehr in etwas höheren Luftschichten spürbar. Die Drachenaufstiege am 8. morgens in Lindenberg und Hamburg-Großborstel zeigen äußerst kräftige Temperaturinversionen an. Köppen, der auf diese auffällige Erscheinung hingewiesen hat, hat die Abweichungen dieser Temperaturen von der normalen Temperatur der betreffenden Höhenlage zu 14—15° berechnet (Lit. 23, S. 37—39). V. Ficker ist der Ansicht, daß der warme Luftstrom, der am 8. November über Berlin

und Hamburg angetroffen wurde, seine hohe Temperatur auf der Nordseite der Alpen erhalten hat. „Es dürfte sich fast sicher um horizontalen Zufluß von Luft handeln, die in den Alpen warm und trocken geworden ist" (Lit. 15, S. 220). Am Morgen des 8. ist der Föhn über Südbayern zwar erloschen, nicht aber in Salzburg und im Salzkammergut.

Während der Nacht zum 8. November setzt auf den Kammstationen der Alpen plötzlich anhaltende Abkühlung ein bei ununterbrochenen südlichen Winden. Der Säntis meldet von 7—11p bei S 11—12 noch schwache Erwärmung. Um 11 p setzt bei zunächst unveränderter Windstärke und -richtung Abkühlung ein, die bis 12 m am 8. anhält. Auf der Zugspitze ist die Temperatur von 10 p am 7. bis 2a am 8. konstant; um 2a setzt geringfügige, von 5 a an raschere Abkühlung bis 1 p ein. Auf der Zugspitze setzt die Abkühlung also 3 Stunden später als auf dem Säntis ein, auf dem Sonnblick erfolgt hingegen der Temperaturfall nicht mehr vor dem Morgentermin am 8., vielmehr ist von 10 p am 7. bis 7 a am 8. der normale Temperaturgang unterdrückt; die Temperatur bleibt konstant, während an den westlicher gelegenen Gipfelstationen bereits rasche Abkühlung eingesetzt hat. Um 7a setzt auch auf dem Sonnblick erst geringer, von 10a an rascherer Temperaturfall ein, der bis 8p andauert. Auf der Zugspitze erfolgt die Abkühlung bei zwar abflauenden, aber unverändert aus SSE wehenden Winden, auf dem Sonnblick bei W oder WSW (über die abweichende Windrichtung auf dem Sonnblick vgl. oben). Die unveränderte Südströmung über den Alpen wird auch noch sonst durch den Aufstieg in München, den Föhn in Salzburg und im Salzkammergut, ferner in Innsbruck, wo er um 11a am 8. wieder ausbricht, angezeigt.

Die Erklärung des Kälteeinbruchs bei unveränderten südlichen Winden auf den Alpenkämmen ist in der Aenderung der Wetterlage zu suchen. Am Morgen des 7. ist auf der Vorderseite der Depression über dem Mittelmeer und Italien bei meridional verlaufenden Isobaren ein ausgeprägter, breiter südlicher Luftstrom entwickelt. In der Nacht zum 8. sind auf der Südseite der ostnordostwärts verlagerten Depression kühlere maritime Luftmassen in der Höhe bis zum westlichen Mittelmeerbecken und den Westalpen vorgedrungen. Am 8. morgens verlaufen die Isobaren über dem Mittelmeer von West nach Ost, haben sich also gegenüber dem Vortag um 90° gedreht, der Transport warmer Luftmassen von Nordafrika nach den Alpen ist unterbunden. Ueber den Alpen selbst herrschen infolge des

anhaltenden starken meridionalen Druckgefälles weiterhin südliche Winde (vgl. Wetterkarte vom 8. November 1906).

Bewölkung und Niederschlag.

Alpensüdseite.

In der italienischen Tiefebene herrscht am Morgen des 7. trübes und teilweise regnerisches Wetter. In den südlichen Alpentälern bleibt die Wolkendecke während des ganzen Tages geschlossen. Soweit das spärliche zur Verfügung stehende Material ausreicht, soll ein kurzer Ueberblick über das Einsetzen und die Dauer der Niederschläge gegeben werden. Einige venetianische Stationen melden bereits am Morgen des 7. Regen. In Riva ist 2p Regen vermerkt, in Görz setzt Niederschlag erst am Nachmittag ein; an beiden Stationen hält der Regen bis zum nächsten Morgen an. Der Obir, der schon außerhalb des Gebietes mit den gewaltigen Niederschlägen liegt, verzeichnet Tag und Nacht Regen. Der Sonnblick meldet bereits vom Morgentermin an ständigen Schneefall, der am 8. morgens vorübergehend ausgesetzt hat. Auf beiden Gipfelstationen bleibt die Wolkendecke geschlossen. — Die Kammstationen der nördlichen Kalkalpen stehen bereits unter dem Einfluß der ganz andersartigen Witterungsverhältnisse auf der Alpennordseite.

Zusammenfassung: Auf der Südseite der Tiroler Alpen bleibt die Wolkendecke während des ganzen Tages geschlossen. Die verbreiteten Niederschläge, die auf den Gipfelstationen schon am Morgen, an den Talstationen spätestens am Nachmittag einsetzen, sind von einer außerordentlichen Ergiebigkeit.

In der Schweiz hat auf der Alpensüdseite schon am Morgen des 7. ergiebiger Niederschlag eingesetzt, der bis in die Nacht hinein anhält.

Alpennordseite.

In Innsbruck setzt bereits am Mittag vorübergehend ganz schwacher Niederschlag ein, der oben mit der Feuchtigkeitszunahme in Innsbruck im Zusammenhang gebracht wurde. Um 1p war die Feuchtigkeit bereits wieder auf den alten Stand gesunken (s. oben). Um 2p beträgt die Bewölkung 6/10, am Nachmittag und Abend tritt starke Aufheiterung ein, sodaß um 9p die Bewölkung nur noch 2/10 ausmacht. Die Bewölkungsabnahme ist für die ganze Alpennordseite charakteristisch. Dennoch meldet der Beobachter in Inns-

bruck bereits am Abend (nach 9p) das Einsetzen ergiebigen Niederschlages. Führt man die plötzliche Feuchtigkeitszunahme in Innsbruck von 9—10 p wieder auf den einsetzenden Regen zurück, so muß offenbar kurz nach dem Abendtermin eine rasche Bewölkungszunahme stattgefunden haben. Die obige Beschreibung der Vorgänge in Innsbruck ergibt demnach die überraschende Tatsache, daß der Regen noch während des Föhns eingesetzt hat, denn das Föhnende tritt nicht mit der schwachen Feuchtigkeitszunahme kurz nach dem Abendtermin, sondern erst nach 1a ein. Der später nochmals durchbrechende Föhn beweist die geringe Mächtigkeit der die Föhnströmung vom Boden abhebenden Kaltluft (s. oben). Die Niederschlagsbildung über Innsbruck ist nicht auf das Vordringen der seichten Kaltluft zurückzuführen, denn wir haben es nur mit einer der üblichen Föhnpausen in Innsbruck zu tun. Zwar verzeichnet der Beobachter am Morgen des 8. bei Westwind und starkem Temperaturabfall infolge des Erlöschens des Föhns bedeckten Himmel und Regen, also Kennzeichen, wie sie für einen Kälteeinbruch aus NW typisch sind; die obige Diskussion der Vorgänge in Innsbruck sowie der Gesamtwetterlage am 7. November schließt aber diesen Fall von vornherein aus. Auf die Frage der Entstehung des Niederschlages über Innsbruck und auf der Alpennordseite überhaupt werden wir noch bei der Betrachtung der örtlichen Niederschlagsverteilung geführt.

Auf der Alpennordseite treten charakteristische Bewölkungsverhältnisse ein, die dieses Gebiet deutlich von der Alpensüdseite und Nordbayern unterscheiden. Im nördlichen Alpengebiet und über der bayrischen Hochebene tritt am Abend starke Aufheiterung und teilweise eine völlige Auflösung der Wolkendecke ein. Die Aufheiterungszone, der auch die Gipfelstationen der nördlichen Alpenkette angehören, reicht von den Zentralalpen bis zur Linie Augsburg-Landshut in der bayrischen Ebene. Während in diesem Gebiet eine Bewölkung von nur 0—2/10 beobachtet wird, bleibt nördlich und südlich davon die Wolkendecke geschlossen. Landshut liegt bereits in der Uebergangszone; während München noch wolkenlos ist, ist der Himmel über dem Donautal bedeckt.

Am 7. November ist der Föhn die Ursache der Aufheiterung auf der Alpennordseite; am Abend — zur Zeit der stärksten Aufheiterung — ist der Föhn über der bayrischen Ebene am kräftigsten entwickelt.

In der Nacht zum 8. setzt auf der Alpennordseite Bewölkungs-

zunahme ein. Im Inntal und in den nördlichen Kalkalpen fallen Niederschläge; Innsbruck meldet bereits abends Regen, Feldkirch während der Nacht. Auf der Zugspitze beginnt Schneefall um 0^{30}a, etwa 1 Stunde vor Föhnende in Innsbruck. Die nördlichen Ausläufer der Kalkalpen und das Alpenvorland bleiben niederschlagslos. In der bayrischen Ebene setzt schwacher Regen erst nach dem Morgentermin am 8. ein, in München 8a und Landshut 10a. Auf der Alpennordseite ist am Morgen der Himmel meist bedeckt oder wolkig. Um 8a findet in München ein Aufstieg statt; stcu ziehen langsam aus SW, beim Aufstieg fallen einige Regentropfen. Interessant ist das Ergebnis der Wolkenhöhenmessung. A. Schmauß schreibt: „Es gelang, den Ballon bis zum Eintritt in die stcu-Decke zu verfolgen. Alle Anwesenden waren überrascht von der aus der Visierung sich ergebenden Höhe desselben zu 4000 m (!). An einzelnen Stellen sah man aus den Wolken regnen" (Lit. 36, S. 24). Auf dieses Ergebnis wird unten bei Besprechung der Strömungsverhältnisse eingegangen.

Niederschlagsmengen und deren Verteilung.

In der Föhnperiode fielen am 4. und 5. November auf der Alpensüdseite noch unbedeutende Niederschläge, die sich dann steigerten und am 7. das Maximum erreichten; am 8. fielen nur noch schwache Nachregen.

Niederschläge am 7. November.

Am 7. wurden auf der Alpensüdseite gewaltige Niederschlagsmengen gemessen. In Südtirol wurden an diesem Tage ungefähr 10% des Jahresniederschlages erreicht. Diese Niederschlagsmengen stellen bis auf das Rienzgebiet die maximalen Tagessummen des Jahres dar (Lit. 1, VII, S. 33). Nach Forster sind die Niederschläge des 7. November sogar die größten Tagesmengen seit mindestens 30 Jahren. Die größte Regenmenge von Südtirol wurde an diesem Tage in Bezzecca (westlich von Riva) mit 204,5 mm gemessen. Die größte Niederschlagsmenge in den Dolomiten wies Paneveggio mit 166 mm auf. Die Hauptmerkmale der Niederschlagsverteilung in Südtirol kennzeichnet v. Ficker: „Eine Abhängigkeit der Regenmenge von der Höhe des Beobachtungsortes läßt sich nicht erkennen. Eine Abnahme der Regenmenge ergibt sich bei Annäherung an den Zentralalpenkamm. Am stärksten sind die Niederschläge in der südlichen Voralpenzone." (Lit. 12, S. 31).

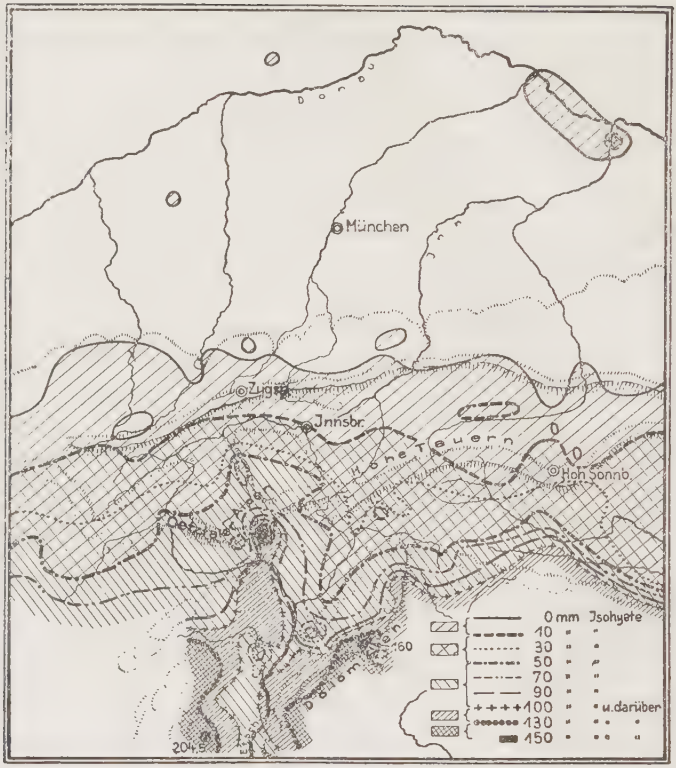
Es sei noch kurz auf die Niederschläge in der Schweiz eingegangen, da sich hier ähnliche Erscheinungen zeigen wie in den Tiroler Alpen. In der Schweiz fallen die ergiebigsten Niederschläge der Föhnperiode ebenfalls am 7. Alle Stationen der Alpensüdseite, des Vorder-, Hinterrhein- und oberen Rhonetals messen die maximalen Tagesmengen des Monats. Auf der Südseite betragen die Mengen 100—200 mm. Die größte Tagesmenge in den Schweizer Alpen ist noch höher als in den Tiroler Alpen, denn in den Seitentälern des oberen Lago maggiore wurden in Borgnone 241 mm gemessen. Daß die gewaltigen Niederschläge nicht nur auf die Südseite der Schweizer Alpen beschränkt bleiben, sondern auch auf die zentralalpinen Längstäler übergreifen, hebt R. Billwiller hervor; so wurden z. B. in Hinterrhein 152, in Platta 102 und in Andermatt 83 mm beobachtet (Lit. 4, S. 12—13). Die gleiche Erscheinung tritt in den Tiroler Alpen auf. Kunz geht auf die Niederschlagsverteilung auf der Nordseite der Schweizer Alpen ein. Er stellt fest, daß sich am 4. und 5. November dicht dem Alpennordfuß entlang noch eine schmale, regenfreie Zone hinzieht, die sämtliche nordalpinen Föhntäler einschließt. Es ist der Föhn, der hier das Zustandekommen der Niederschläge verhindert. Am 6. ist auch noch dieses bisher niederschlagsfreie Gebiet überregnet. Kunz schreibt nun wörtlich: „Die Niederschläge sind in den Föhntälern somit während des Föhns gefallen, denn dieser dauert bis zum 7. nachmittags fort" (Lit. 24, S. 39). Kunz begnügt sich mit der Feststellung dieser Beobachtungstatsachen.

In der Schweiz tritt also wie in Nordtirol die gleiche, allen Theorien der Wolken- und Niederschlagsbildung widersprechende Erscheinung auf, daß an den Föhnstationen noch während des Föhns Niederschläge einsetzen. Bevor auf die Ursachen dieser Verhältnisse eingegangen wird, sei noch ein Ueberblick über die Niederschlagsverteilung in den Tiroler Alpen gegeben.

Niederschlagsverteilung in Tirol und Südbayern.
(Vgl. Regenkarte, Abb. 2).

Die Niederschlagskarte der Tiroler Alpen läßt in anschaulicher Weise den gewaltigen Kontrast zwischen der Alpennord- und -südseite erkennen. Während die Dolomiten Niederschlagsmengen von 100—150 mm aufweisen, sind die letzten Ausläufer der nördlichen Kalkalpen bereits niederschlagsfrei. Die Zentralalpen können als Scheide der niederschlagsreichen Südseite von der niederschlagsarmen Nordseite bezeichnet werden. Die 30 mm-Isohyete verläuft etwa

Abb. 2.



Niederschlagsverteilung am 8. XI. 1906 7a.

längs des Zentralalpenkamms. Die 90 mm-Isohyete umfaßt die ganze südliche Kalkalpenzone. Im Bereich der Dolomiten und der Adamellogruppe schließt die 130 mm-Isohyete noch größere Gebiete ein. Das Eisack-Rienztal bildet eine niederschlagsarme Rinne im Lee der Dolomiten. Während auf dem Kamm der letzteren 130 mm gemessen werden, sinkt auf der Leeseite der Niederschlag rasch auf 50—40 mm; das sind große Kontraste auf kurzen Entfernungen. Am Südhang der Zentralalpen erfolgt dann wieder eine schwache Zunahme der Niederschläge. — Im einzelnen fällt es hingegen schwer, Beziehungen der Niederschlagsverteilung zur Orographie herauszufinden; vielmehr bestätigt sich die oben erwähnte Feststellung von Fickers, daß eine Abhängigkeit der Regenmenge von der Höhe des Beobachtungsortes nicht erkennbar ist. — Im Gegensatz zu den Iso-

hyeten auf der Alpensüdseite verlaufen die Niederschlagslinien von 30 und weniger mm ausgeprägt parallel der Streichrichtung der Alpen.

Von besonderem Interesse ist der Verlauf der 10 mm Isohyete, da in der vorliegenden Arbeit diese Linie als die Grenze des Starkregengebietes betrachtet wurde. Von Landeck bis Innsbruck greift die 10 mm-Isohyete noch über das Inntal hinweg und verläuft nur wenig nördlich davon parallel demselben. Nur etwas talabwärts von Innsbruck überschreitet sie bereits den Inn und verläuft nun am Nordhang der Zentralalpen ostwärts, sodaß das obere Salzachtal einen Niederschlag von weniger als 10 mm hat. Die 0 mm-Isohyete zieht etwa parallel der 10 mm-Isohyete durch die nördlichen Kalkalpen, so daß die letzten Ausläufer, wie bereits erwähnt, niederschlagslos bleiben. Die interessanteste Erscheinung bilden wohl die Niederschläge von über 10 mm im Inntal von Landeck bis Innsbruck, also in einem Föhntal im Lee der Zentralalpen. Die Niederschlagskarte der Tiroler Alpen erweckt mit der raschen Abnahme der Niederschläge nach Norden, dem charakteristischen Verlauf der Isohyeten auf der Alpennordseite parallel der Alpenkette, der Niederschlagslosigkeit nicht nur Süd- sondern auch Nordbayerns unmittelbar den Eindruck, daß die Niederschläge der Alpennordseite lediglich durch ein Uebergreifen der Niederschläge von der Südseite über die Zentralalpen auf die Nordseite entstanden sind.

Erklärung der Niederschlagsverteilung.

Alpensüdseite: Die obige ausführliche Darstellung der Witterungsvorgänge hat gezeigt, daß bereits am Morgen des 7. über den Alpen infolge des außergewöhnlich großen Gradienten ein kräftiger südlicher Luftstrom ausgebildet ist, der während des Tages auf Sturmesbis Orkanstärke anwächst. Die von der Adria mit großer Gewalt heranströmenden feuchtwarmen Luftmassen kondensieren ihren Wasserdampf beim Auftreffen auf die südliche Alpenkette. Die Unterdrückung der nächtlichen Abkühlung auf den Gipfelstationen der Alpen (s. oben) und die gewaltigen Niederschläge auf der Alpensüdseite zeugen von dem großen Wärme- bzw. Feuchtigkeitsgehalt der von Süden heranströmenden Luftmassen.

Da der die Niederschläge hervorrufende südliche Luftstrom auf die höheren Luftschichten beschränkt ist und in den Tälern eine andere Luftströmung auftritt, so erfahren die Strömungslinien eine nur geringe Beeinflussung durch das Relief. Es besteht daher eine mehr all-

gemein aufsteigende Tendenz der Südströmung, die nur selten durch eine ausgeprägte absteigende Luftbewegung über den Tälern abgelöst wird. Daraus erklärt sich die teilweise geringe Beziehung der Niederschlagsverteilung zur Orographie. Diese mag auch noch verstärkt sein durch die infolge der kräftigen Vertikalbewegung hervorgerufene Feuchtlabilität. Die durch die orographischen Verhältnisse ausgelösten Instabilitätsschauer erscheinen erst einige Zeit nach der Auslösung, sodaß der Niederschlag hinter der Auslösungslinie fällt (Lit. 33, S. 34). Dieser Prozeß wirkt also ebenfalls in der Richtung, daß die Unterschiede zwischen Luv- und Leeseite verwischt werden. Nur im mittleren Eisacktal tritt eine ausgeprägte Leewirkung infolge der hier verstärkten Einwirkung der Topographie auf den Verlauf der Strömungslinien ein.

Alpennordseite:

Von besonderem Interesse sind die Niederschlagsverhältnisse auf der Alpennordseite, denn dieser Fall (der 7. Nov.) wurde ja erst auf Grund der verschiedenartigen Niederschläge im Inntal und in der bayrischen Hochebene ausgewählt. Die Untersuchung der Wetterlage ergab das überraschende Resultat, daß beide Gebiete trotz der Kontraste in der Niederschlagsverteilung der Leeseite angehören; doch gehört nur das Inntal zum Niederschlagsregime der Alpensüdseite. Die Niederschlagskarte läßt erkennen, daß die Starkregen der Südseite über die Zentralalpen auf die Nordseite übergreifen. Da in Innsbruck fast während des ganzen Tages intensiver Föhn beobachtet wird und der Niederschlag auch in der Tat noch während des Föhns einsetzt (s. oben), so scheint dies den Theorien der Wolken- und Niederschlagsbildung vollkommen zu widersprechen.

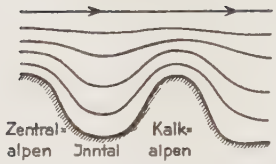
Nach dem bekannten Föhnschema tritt auf der Luvseite im aufsteigenden Luftstrom Kondensation, Wolkenbildung und Niederschlag ein. Die Wolke hüllt den Kamm ein und reicht noch etwas auf den leeseitigen Hang hinüber. Hier tritt im absteigenden Luftstrom rasche Auflösung der Wolkendecke ein. Die nach unten zu scharf abgeschnittene Wolkenwand ist als Föhnmauer bekannt. F. Kerner von Marilaun gibt an, in welchem Ausmaße die Wolkendecke auf den leeseitigen Hang der Zentralalpen hinüberreicht. Herrscht Föhn in Innsbruck, ist aber die Föhnströmung nicht nur auf das Silltal beschränkt, sondern ist sie auf dem ganzen Nordhang der Zentralalpen entwickelt, so bildet sich eine Föhnmauer, die sich ohne Unterbrechung von den Stubaier bis zu den Tuxeralpen hinüberzieht

(Lit. 27, S. 14). Auch v. Ficker hebt hervor, daß die vielen und hohen Zweigkämme der Stubaier und Zillertaler-Alpen, die sich beiderseits an das Silltal herandrängen und in ihren Ausläufern bis Innsbruck reichen, sehr oft die Bildung von föhnmauerähnlichen Wolkengebilden weit nördlich der Brennerlinie ermöglichen. (Lit. 13a, S. 159). Ueber der Föhnstation selbst wird meist völlig blauer Himmel beobachtet, der von einer seltenen Klarheit ist. Niederschlagsbildung über dem Inntal kann nicht eintreten.

Am 7. November herrschen ähnliche Verhältnisse im Inntal. Nach dem Abendtermin setzt aber plötzlich noch während des Föhns Niederschlag ein, der von der Alpensüdseite auf das Inntal übergreift. In den Mittelgebirgen wird das Uebergreifen der Niederschläge über den Kamm natürlich noch häufiger und ausgeprägter stattfinden als im Hochgebirge. Hellmann und Elsner weisen in ihren Untersuchungen über die Sommerhochwasser der Oder darauf hin, daß in den Sudeten diese Erscheinung besonders bei Südwestwinden auftritt. Sie erklären das Uebergreifen der Niederschläge von der Luv- auf die Leeseite dadurch, daß die am Gebirge aufsteigenden Luftmassen ihre erzwungene Aufwärtsbewegung noch einige Zeit beibehalten, wenn sie vom Winde über den Kamm des Gebirges hinweggeführt werden (Lit. 19, S. 191—92).

Die gleiche Erscheinung muß am 7. November über den Alpen eingetreten sein. Doch ist hier das Strömungsbild wesentlich komplizierter, denn, während das Einsetzen der Niederschläge auf der Alpennordseite auf ein weiteres Ansteigen der Stromlinien über den Kamm hinaus hinweist, beweist der noch anhaltende Föhn, daß die Stromlinien andererseits bis zum Talboden hinabsteigen. Ein derartiges Strömungsbild tritt vorübergehend am Mittag und in viel ausgeprägterer Weise in den späten Abendstunden über Innsbruck ein. Während des Tages herrscht sonst der für Föhn charakteristische Verlauf der Strömungslinien, den v. Ficker auf Grund der Ergebnisse von Ballonfahrten über die Alpen bei Südföhn dargestellt hat (Lit. 11, S. 1227). Es werden nur die Verhältnisse auf der Föhnseite des Gebirges betrachtet. Die Strömungslinien biegen in die Täler ein und sinken vom Gebirge weg zur Ebene. Die unterste Strömungslinie schmiegt sich im allgemeinen dem Gehänge an. In größerer Höhe flachen sich die Wellen mehr und mehr ab (s. Fig. 1). Noch um 9p — also kurz vor dem Einsetzen der Niederschläge — ist der Verlauf der Strömungslinien ein ähnlicher. In Innsbruck herrscht Föhn, die Bewölkung beträgt nur 2/10. Auf der Zugspitze ist die Luft nahe-

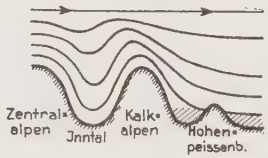
Fig. 1.



Verlauf der Strömungslinien auf
der Alpennordseite bei Südföhn.

zu mit Feuchtigkeit gesättigt; die abnehmende Bewölkung zeigt aber, daß in größerer Höhe über dem Kamm absteigende Bewegung eingesetzt haben muß (s. Fig. 2). Ueber der bayrischen Ebene herrscht meist wolkenloser Himmel, Hohenpeißenberg meldet Föhn. Am Boden liegt eine kalte Luftschicht (München ist kälter als der Hohenpeißenberg).

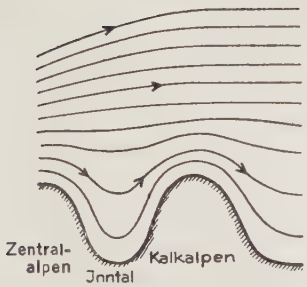
Fig. 2.



Stromlinienverlauf auf der
Alpennordseite am 7. 11. 1906 um 9p.

Nach 9p tritt nun offenbar eine wesentliche Aenderung dieses Strömungsbildes in der oben bereits angedeuteten Weise ein. Der Verlauf der untersten Stromlinien ist im Inntal zunächst unverändert, aber in größerer Höhe verlaufen die Stromlinien nicht mehr — vom Relief unbeeinflußt — horizontal, vielmehr weisen sie eine stärkere aufsteigende Tendenz auf. Das Strömungsbild über dem Inntal ist also in den späten Abendstunden des 7. November und in den frühen Morgenstunden des 8. durch eine ausgeprägte Divergenz der Stromlinien — nämlich durch ein Absteigen der untersten Stromlinien bis zum Talboden und ein Aufsteigen der Stromlinien in größeren Höhen — gekennzeichnet (s. Fig. 3). Die Niederschlagskarte gibt die Möglichkeit, die Ausmaße der in größeren Höhen vorhandenen aufsteigenden Bewegung festzustellen. Diese erstreckt sich vom Kamm der Zentralalpen bis zum Nordhang der nördlichen Kalkalpen. Ueber dem Nordfuß der Kalkalpen und dem Alpenvorland verlaufen die Stromlinien auch in größeren Höhen wieder horizontal oder haben sogar eine geringe absteigende Tendenz. Ueber den Verlauf der un-

Fig. 3.



Verlauf der Strömungslinien auf der Alpennordseite am 7. 11. 1906 nach 9p.

teren Strömungslinien über dem Alpenvorland während der Nacht kann wegen der fehlenden Beobachtungen nichts ausgesagt werden; jedenfalls tritt bis zum Morgentermin keine merkliche aufwärts gerichtete vertikale Komponente der Stromlinien über der bayrischen Hochebene auf, während über dem Inntal das beschriebene Strömungsbild wenigstens der oberen Luftschichten unverändert ist. Nach dem Morgentermin des 8. November setzt auch in der bayrischen Hochebene teilweise schwacher Regen ein. Die Bestimmung der Wolkenhöhe über München ermöglicht es, eine Angabe über die Höhe zu machen, in der die Stromlinien bereits eine aufsteigende Tendenz haben. Die Messung ergab 4000 m (s. oben). Die aufsteigende Bewegung tritt am Morgen des 8., also bereits 1000 m über der mittleren Kammhöhe der Zentralalpen ein. Dabei ist zu berücksichtigen, daß in dieser Zeit der aufwärts gerichtete Verlauf der Stromlinien möglicherweise schon vom Zentralalpenkamm an eintritt, da ja der Föhn in Innsbruck erloschen ist. Dagegen konnte infolge der tief in das Inntal hinabsteigenden untersten Strömungslinien in den späten Abendstunden des 7. die aufsteigende Bewegung der oberen Stromlinien erst in einiger Höhe über dem Zentralalpenkamm einsetzen. Dabei ist dann vorausgesetzt, daß am Abend des 7. die Föhnströmung auf dem ganzen Nordhang der Zentralalpen entwickelt und nicht auf einzelne Föhntäler beschränkt ist. Ferner muß die Föhnpause von einer größeren Mächtigkeit sein, damit kein nennenswertes Einbiegen der Stromlinien am Morgen des 8. über dem Inntal erfolgt.

Die bisherigen Erörterungen haben gezeigt, daß die Niederschläge im Alpengebiet am 7. November rein orographischen Ursprungs sind. Dies wird bestätigt durch die Verbreitung der zyklonalen Regen. Bayern bleibt vom Nordfuß der Alpen bis zum Main niederschlags-

frei, nur im Maingebiet selbst sind an vereinzelten Stellen schwache Regen niedergegangen, die auf die am 8. morgens über Belgien und dem Rheinland liegende Depression zurückzuführen sind. Nur der äußerste Norden Bayerns ist also in den Bereich der zyklonalen Niederschläge gelangt, während Mittel- und Südbayern vollkommen niederschlagslos bleiben.

Interessant ist festzustellen, daß das Uebergreifen der starken Niederschläge von der Luv- auf die Leeseite der Zentralalpen kurz nach dem Ueberschreiten des Höhepunktes einer Föhnperiode, keineswegs aber am Ende derselben, einsetzte. Auf den Kammstationen der nördlichen Kalkalpen (Säntis, Zugspitze) flaut der Südsturm ab, während er auf dem Sonnblick und Obir unvermindert anhält.

Zusammenfassung: Hauptergebnisse.

1. Am 7. November setzt in Innsbruck während des Föhns Niederschlag ein. Die gleiche Erscheinung stellt Kunz für die Schweizer Alpen fest.

2. Die starken Niederschläge der Alpensüdseite greifen über die Zentralalpen auf das Inntal über. Die letzte Auswirkung dieses Vorganges erstreckt sich bis in die nördlichen Kalkalpen, deren letzte Ausläufer aber bereits niederschlagsfrei sind.

3. Die Niederschläge im Alpengebiet sind orographischen Ursprungs. Die Niederschlagsverteilung auf der Alpensüdseite ließ in großen Zügen den Einfluß der Orographie erkennen. Die überraschend geringe Beziehung der Niederschlagsverteilung zum Relief im einzelnen konnte zum Teil durch die Strömungsverhältnisse auf der Südseite und durch das Auftreten feuchtlabiler Niederschläge erklärt werden. Dabei ist hervorzuheben, daß die letzteren erst durch die orographischen Verhältnisse ausgelöst werden.

Der 16. und 17. Oktober 1907.

Nicht nur hinsichtlich der Niederschlagsverteilung und -mengen, sondern auch auf Grund bestimmter Witterungsvorgänge gehören der 7. November 1906 und der 17. Oktober 1907 demselben Typus an. Doch treten auch starke Gegensätze auf; während der 7. November den Höhepunkt einer Föhnperiode bildete, stellt der 17. Oktober gerade die Unterbrechung einer solchen Periode dar. Bei der Untersuchung dieses Falles ergab sich die Tatsache, daß der Vortag — der 16. Oktober — ein noch weit charakteristischerer Vertreter

des behandelten Typus ist als der Haupttag. Da der 16. Oktober 1907 viele gemeinsame Züge mit dem 7. November 1906 aufweist, ist er nicht so ausführlich diskutiert worden.

Der 16. und 17. Oktober gehören wie der 7. November einer längeren Föhnperiode an. Diese dauerte vom 13. bis 20. Oktober, wobei der 17. eine Unterbrechung verursachte. Die Wetterkarten lassen während dieser Periode die für Föhn charakteristische Druckverteilung erkennen. Der Luftdruck ist im Westen niedrig, im Osten hoch; auf der Alpensüdseite liegt ein Keil hohen Druckes — die „Föhnnase".

Nur am 15. und 16. wird bereits um 7a Föhn beobachtet, während an den anderen Tagen die bekannte Föhnpause eintritt. Trabert stellt fest, daß diese beiden Tage zugleich jene Tage sind, an denen der Föhn seine größte Stärke erreichte (Lit. 38, S. 1).

Tabelle 19

Luftdruckdifferenz Riva—Innsbruck (7 a).

	12. X.	13.	14.	15.	16.	17.	18.	19.	20.	21.
(mm)	— 1,3	1,6	2,5	4,9	4,8	2,8	2,9	1,9	3,2	1,3.

Die Differenzen der auf das Meeresniveau reduzierten Luftdruckwerte von Riva und Innsbruck lassen erkennen, daß am 15. und 16. der größte Gradient über den Alpen auftritt. Am 17. ist der Gradient zwar stark abgeschwächt; doch ist dadurch das Erlöschen des Föhns nicht erklärt, da an anderen Tagen bei gleichem oder gar geringerem Gradienten Föhn herrscht.

In der Schweiz dauert die Föhnperiode vom 13. bis 22. Oktober. Wieder setzt am 17. der Föhn aus. Auf Grund der verschiedenen Niederschlagsverhältnisse behandelt Kunz die beiden Teilperioden als zwei getrennte Föhnfälle (Lit. 24, S. 18, 39—40). In Altdorf beginnt der Föhn in der Nacht vom 12. zum 13. und dauert bis in den Nachmittag des 16. Erst am Mittag des 18. setzt wiederum Föhn ein, der in der Nacht zum 23. endgültig erlischt. Ueber den Schweizer Alpen treten wie über den Tiroler Alpen die stärksten Gradienten am 15. und 16. auf. Am 17. setzt eine Umkehrung des Druckgefälles ein, während über den Tiroler Alpen ein zwar abgeschwächter Gradient vom Süd- zum Nordfuß der Alpen weiterbesteht.

Der Föhn erlischt auf der Alpennordseite von West nach Ost fortschreitend: in Altdorf bereits am Nachmittag des 16., in Innsbruck und Salzburg in der Nacht zum 17., im Salzkammergut aber

erst am 17. nachmittags, also einen vollen Tag später als in der Schweiz. Während in Altdorf der Föhn am 17. vollkommen erloschen ist, treten in Innsbruck und Salzburg immerhin noch föhnartige Erwärmung und Feuchtigkeitsabnahme auf. In Altdorf und Innsbruck kommt der Föhn am 18. neuerdings zum Ausbruch. Nicht nur in den nördlichen Alpentälern, sondern auch in der bayrischen Hochebene macht sich die Föhnlage geltend. Auch hier bringt der 17. Oktober eine Unterbrechung hervor. Im bayrischen Witterungsbericht heißt es über diese Föhnperiode: „Während der ganzen dritten Pentade blieb das Wetter in Bayern von Nebelbildungen abgesehen vorwiegend heiter und mild. Insbesondere das südliche Bayern hatte bei der andauernd vorherrschenden Föhnlage schöne Herbsttage. Erst um die Mitte der 4. Pentade (am 17.) gelang es einer über dem Kanal gelegenen Depression im Vereine mit einem über dem Golf von Genua entstandenen Minimum vorübergehend stärkere Bewölkung und Niederschläge zu verursachen. Doch rückt der hohe Druck, der sich unter Einwirkung dieser Depression ostwärts zurückgezogen hatte, mit ziemlicher Intensität neuerdings vor und macht schon am Morgen des 18. seine Herrschaft wiederum geltend."

2. Der 16. Oktober.

Zwar gehört dieser Tag auf Grund der Niederschlagswerte von Innsbruck und München, die der Auswahl der Niederschlagstage zugrunde gelegt wurden [9]), streng genommen nicht zu den ausgesuchten Fällen; da aber der Niederschlag von Innsbruck am 16. 9,6 mm beträgt, ist dieser Tag praktisch den ausgewählten Tagen ohne weiteres zuzurechnen.

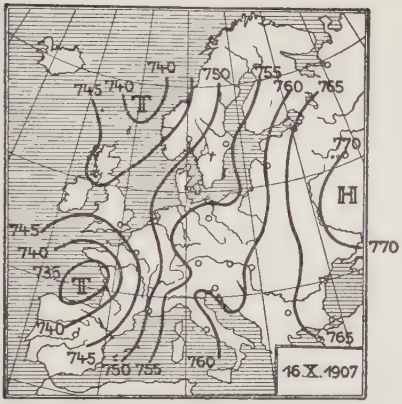
Am 16. morgens herrscht südlich der Alpen hoher Druck; über dem Alpenvorland liegt der Ausläufer einer über der Biscayasee gelegenen Depression (s. Abb. 3). Ueber den Alpen treten ungewöhnlich starke Gradienten auf (s. oben).

Alpensüdseite.

Auf der Südseite der Alpen tritt während des Tages von West nach Ost fortschreitende Eintrübung ein. Am Morgen herrscht auf der Südseite der österreichischen Alpen noch meist heiteres bis wolkiges und niederschlagsloses Wetter. An der Adria ist nur schwache Luftbewegung. Im Laufe des Tages setzt Bewölkungszunahme und

[9]) Innsbruck 10,0 mm, München niederschlagsfrei, (vgl. Teil I der Arbeit).

Abb. 3.



Luftdruckverteilung am 16. X. 1907 7a.

Eintrübung ein. In Südtirol beginnen erst am Nachmittag und Abend die Niederschläge. Auf der Südseite der Schweizer Alpen, wo die Eintrübung schon früher einsetzte, fielen bereits am Vormittag schwache Regen; mittags und nachmittags setzten dann ergiebige Niederschläge ein. Die Eintrübung bleibt zunächst auf die Schweizer und Tiroler Alpen beschränkt, denn am Abend herrscht auf der Südseite der österreichischen Ostalpen noch überall heiteres Wetter. Erst in der Nacht zum 17. tritt auch hier Eintrübung ein.

Vorgänge in der Höhe.

Am Morgen des 16. ist der Himmel über den Gipfelstationen nur halb bedeckt. Die Feuchtigkeit liegt noch merklich unterhalb des Sättigungswertes. Ueber den nördlichen Kalkalpen hat noch keine Südströmung eingesetzt. Vielmehr treten östliche Winde auf (Zugspitze, Säntis). In Innsbruck herrscht am Morgen bereits Föhn. Die Witterungsverhältnisse in der Höhe und auf der Südseite der Tiroler Alpen zeigen, daß am Morgen erst das Vorstadium des Föhns, das Antizyklonalstadium eingetreten ist. Zwar kann keineswegs von rein antizyklonalen, aber doch antizyklonalähnlichen Witterungsverhältnissen über den Tiroler Alpen gesprochen werden. Jedenfalls zeugen die mäßige bis geringe Bewölkung und Niederschlagslosigkeit der Südseite und der Gipfelstationen sowie die nur mäßige Feuchtigkeit der Luft auf den Alpenkämmen davon, daß auf der Südseite noch keine aufsteigende Luftbewegung eingesetzt hat. Bis zum Mittag

tritt rasche Bewölkungszunahme ein. Auf dem Sonnblick steigt nun auch die Feuchtigkeit an. 2p ist bei bedecktem Himmel die Luft nahezu gesättigt. Gleichzeitig hat der Wind auf der Zugspitze von E auf SE gedreht. Am Nachmittag setzt auf dem Sonnblick Schneefall ein.

Da in Innsbruck der Föhn ununterbrochen anhält, so zeigen die Witterungsvorgänge auf der Südseite und auf dem Kamm der Zentralalpen, daß am Nachmittag das stationäre Föhnstadium eingetreten ist. Denn dieses Stadium ist gekennzeichnet durch den Beginn aufsteigender Luftbewegung auf der Luvseite, wodurch hier Trübung und Niederschlag hervorgerufen wird (Lit. 13b, S. 168).

Vorgänge in Innsbruck.

Am 16. setzt in Innsbruck um 6a Föhn ein, der einen Temperaturanstieg von 5,7° und einen Feuchtigkeitsfall um 33% von 4—6a verursacht. Von 6a bis 4p ist die Feuchtigkeit sehr niedrig (32—39%) und fast unverändert, dann erfolgt eine Feuchtigkeitszunahme bis 7p auf 62%. Um $5^1/_2$p setzt in Innsbruck Regen ein; wie am 7. November 1906 tritt er gleichzeitig mit einer Feuchtigkeitszunahme ein, ohne daß aber Temperatur- und Feuchtigkeitsbeobachtungen auf ein Erlöschen des Föhns hindeuten. Vielmehr setzt noch während des Regens, der bis $10^1/_2$p anhält, Feuchtigkeitsabnahme und Temperaturzunahme ein. Der Niederschlag über dem Inntal tritt erst ein, nachdem auf der Alpensüdseite die Niederschläge bereits begonnen haben. Die Zugspitze meldet 6^{10}p kurz Nebelreißen und abends Nebel aus SE. Von 7—9p steigt die Feuchtigkeit von 79 auf 100%. Schwacher Schneefall setzt auf der Zugspitze erst in der Nacht ein, auch Feldkirch meldet nachts Regen. Während der Niederschlag im Inntal und damit auf der Alpennordseite eingetreten ist, ist der Föhn in Salzburg am kräftigsten entwickelt; um 9p wird nicht nur die höchste Tagestemperatur, sondern auch das Monatsmaximum der Abendtemperatur und das Monatsminimum der Feuchtigkeit (des Abendtermins) gemessen. Gleichzeitig erreicht der Föhn in Ischl Sturmesstärke. Von 10p am 16. bis 1a am 17. zeigen die Temperatur- und Feuchtigkeitsbeobachtungen wieder einen ungestörten Föhnverlauf in Innsbruck (18—19°, 44—47%). Nach einer nochmaligen schwachen Störung tritt das eigentliche Föhnende erst von 5—6a mit einem Temperaturfall von 4,8° und einer Feuchtigkeitszunahme von 32% (von 54 auf 86%) ein.

Der Niederschlag in Innsbruck beginnt also bereits 12 Stunden vor dem endgültigen Erlöschen des Föhns.

Alpenvorland.

Auch im Alpenvorland macht sich die Föhnlage in charakteristischer Weise geltend, doch tritt föhnartige Erwärmung und Abnahme der Feuchtigkeit erst am Mittag ein. Am Morgen werden in der bayrischen Hochebene noch Temperaturen von 5—7° gemessen, während gleichzeitig der Föhn in Innsbruck eine Temperatur von 15° hervorruft.

Am Morgen des 16. Oktober liegt über der bayrischen Ebene eine Inversionsschichte. Die Temperatur um 7a ist auf dem Hohenpeißenberg (994 m) höher als in München (523 m). Der Peißenberg meldet bei SE 6 eine Feuchtigkeit von nur 66%. Es tritt also bereits Föhnwirkung ein. Doch ist der Föhn noch nicht bis 1000 m Höhe vorgedrungen. Während zwischen Hohenpeißenberg und Zugspitze ein nur mäßiger Gradient von 0,56° auftritt, herrscht zwischen Wendelstein (1727 m) und Zugspitze (2962 m) eine viel raschere Temperaturabnahme von 0,85° pro 100 m. Ein derart steiler Gradient kann bereits als Föhngradient angesprochen werden. Auf dem Wendelstein liegt die Temperatur infolge des Föhns ebenso hoch wie in dem 1200 m tiefer gelegenen München. Am Mittag meldet auch der Hohenpeißenberg Föhn; mit 34% wird das Monatsminimum der Feuchtigkeit gemessen.

Um 9p, als im Inntal der Niederschlag längst eingesetzt hat, hält der Föhn auf dem Peißenberg ungeschwächt an; wieder liegt die Temperatur höher als in München. Am nächsten Morgen ist der Föhn auf dem Peißenberg erloschen, es ist wieder normale Temperaturabnahme mit der Höhe eingetreten. Infolge der starken föhnartigen Erwärmung liegen jedoch die Morgentemperaturen des 17. in der bayrischen Ebene 8—12° höher als am Vortag.

Es treten also am 16. sowohl über dem Inntal als auch über der bayrischen Hochebene ganz ähnliche Witterungsverhältnisse ein wie am 7. November 1906. Da am 16. der Föhn in Innsbruck und auf dem Hohenpeißenberg früher ausbricht und länger anhält als am 7. November, der Niederschlag in Innsbruck viel früher vor Erlöschen des Föhns einsetzt als am 7., so sind die Witterungsverhältnisse auf der Alpennordseite am 16. Oktober 1907 noch charakteristischer als am 7. November 1906.

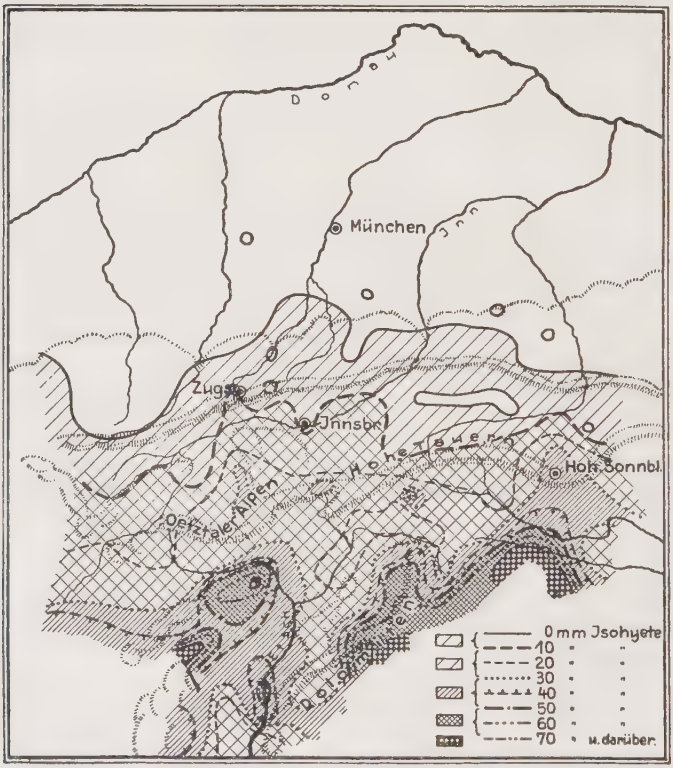
Niederschlagsverteilung (vgl. Niederschlagskarte, Abb. 4).

Die größten Niederschläge fielen auf der Südseite der Schweizer Alpen, wo die Eintrübung auch zuerst erfolgte. Die meisten Stationen

messen das Monatsmaximum, einige haben einen Niederschlag von mehr als 100 mm.

In Südtirol fielen ebenfalls ergiebige Niederschläge; 52 Stationen hatten einen Niederschlag von mehr als 30 mm. Wie am 7. November 1906 weisen die südlichen Kalkalpen die größten Niederschläge auf. In den Dolomiten wurden 60—80 mm gemessen. Die größte Niederschlagsmenge von Südtirol — 108 mm — hatte die Station Folgaria (M^{ti} Lessini). Die Niederschläge am 16. Oktober sind wesentlich schwächer als die vom 7. November, doch ist die Niederschlagsverteilung eine ähnliche. Wieder bildet das Eisacktal eine regenärmere Rinne im Lee der Dolomiten, die Niederschläge sinken auf 10—20 mm. Auf dem Südhang der Zentralalpen erfolgt eine

Abb. 4.



Niederschlagsverteilung am 17. X. 1907 7a.

neuerliche Zunahme auf über 30 mm. Wieder greifen die Niederschläge von der Luv- auf die Leeseite über. Die 10 mm-Isohyete reicht nur stellenweise über das Inntal bis zu den nördlichen Kalkalpen hinüber, und zwar zwischen Landeck und Innsbruck einerseits, Innsbruck und Kirchbichl andererseits. Die letzten Ausläufer der nördlichen Kalkalpen und das Alpenvorland sind bereits vollkommen niederschlagsfrei.

Die Niederschläge am 16. Oktober im Alpengebiet sind rein orographischen Ursprungs. Sie werden hervorgerufen durch das Auftreffen der von der Adria heranströmenden feuchtwarmen Luftmassen auf den Alpenwall, an dessen Südseite sie zum Aufsteigen gezwungen werden, wobei sie ihren Wasserdampf kondensieren müssen.

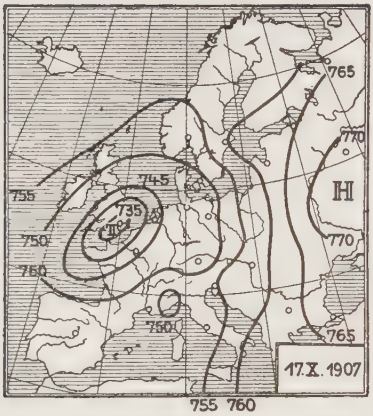
Die von der am 17. morgens über dem englischen Kanal liegenden Depression hervorgerufenen Niederschläge haben bis zum Morgen des 17. Bayern noch nicht erreicht. Während am Rhein bereits Niederschläge fielen, blieb ganz Bayern niederschlagsfrei.

Die oben aufgestellten Hauptergebnisse der Untersuchung des 7. November 1906 gelten in gleichem Umfange für den 16. Oktober 1907 (s. oben).

Obwohl die Niederschläge auf der Alpensüdseite am 16. Oktober wesentlich schwächer sind als am 7. November, greifen sie jedoch ebensoweit auf die Alpennordseite über. Die 0 mm-Isohyete verläuft in beiden Fällen durch den Nordrand der nördlichen Kalkalpen.

Die im folgenden zu erörternden zwei Fälle unterscheiden sich in zwei Punkten wesentlich von den bisher betrachteten Fällen; 1) die Niederschlagsverteilung auf der Alpennordseite ist eine ganz andere, denn die auch an diesen Tagen auftretenden orographischen Niederschläge sind von Depressionsregen überlagert. Da die letzteren eine nur geringe Intensität haben, ist die für die hier betrachtete Gruppe von Fällen charakteristische Niederschlagsverteilung noch deutlich ausgeprägt. 2) In Innsbruck tritt an diesen beiden Tagen kein Föhn auf, wohl aber östlich davon im Salzkammergut oder in Salzburg.

Abb. 5.



Luftdruckverteilung am 17. X. 1907 7a.

3. Der 17. Oktober 1907.

Wetterlage: Am 17. morgens liegt eine tiefe Depression (735 mm) über dem englischen Kanal, sie entsendet einen Ausläufer zum Alpenvorland. Ueber dem Golf von Genua hat sich ein sekundäres Minimum gebildet, während am Südfuß der österreichischen Ostalpen noch ein schwacher Hochdruckkeil angedeutet ist (s. Abb. 5). Es ist oben bereits ausgeführt worden, daß sich infolge dieser Druckverteilung der Gradient über den Schweizer Alpen umgekehrt hat. Am 16. abends meldet der Säntis noch SE 8, am 17. 7a aber bereits N 6. Dagegen herrscht über den österreichischen Alpen unverändert ein starker Gradient vom Süd- zum Nordfuß des Gebirges. An der Adria herrscht stürmischer Scirocco; der Wiener Wetterbericht meldet Schneestürme auf den Höhenstationen.

Alpensüdseite:

In Südtirol dringt der in der Höhe herrschende starke südliche Luftstrom wie in den bisher betrachteten Fällen nicht bis zum Talgrunde herab. In den Tälern herrschen nur schwache, meist östliche Winde. Das Wetter ist den ganzen Tag über trübe und regnerisch. Am Morgen des 18. reißt die Wolkendecke auf, die Niederschläge haben aufgehört. Die Aufheiterung ist nicht auf Südtirol beschränkt, sondern tritt auch auf der Südseite der Schweizer Alpen und in ganz Oberitalien auf. Dagegen hält das trübe und regnerische Wetter im Süden der österreichischen Ostalpen noch an.

Am 17. herrschen entsprechend den Gradienten über den West- und Ostalpen entgegengesetzte Windrichtungen. Auf der Rückseite des Tiefdruckausläufers ist, begünstigt durch die Depression über dem Golf von Genua, in der Schweiz während der Nacht zum 17. ein Kälteeinbruch aus Norden erfolgt. Die Abkühlung ist beträchtlich. Die Nordströmung erreicht die Zugspitze in stark abgeschwächter Form einen ganzen Tag später als den Säntis. Auf der Zugspitze flaut die noch bis zum Abend anhaltende südliche Luftströmung rasch ab. Dagegen verursacht der Hochdruckkeil im Süden der Ostalpen in Verbindung mit dem Tiefdruckausläufer über dem bayrisch-österreichischen Alpenvorland auf dem Obir Südsturm. Dementsprechend sind die Temperaturen auf den Gipfelstationen der Ostalpen (Sonnblick, Obir) fast unverändert bei trübem und regnerischem Wetter. Westlich tritt aber (auf der Zugspitze und dem Säntis) merkliche Abkühlung ein. Am 18. liegen die Morgentemperaturen auf der Zugspitze und dem Säntis bei heiterem, fast wolkenlosem Himmel um 3,0 bezw. 3,4°, auf dem Sonnblick und Obir bei bedecktem Himmel und Niederschlag aber nur um 0,6 bezw. 0,5° tiefer als am Vortag.

Alpennordseite: Vorgänge in Innsbruck.

Die Temperatur- und Feuchtigkeitsregistrierungen weisen bis zum Abend einen anormalen Gang auf. Der sehr unruhige Verlauf der beiden Elemente zeigt den Föhneinfluß, doch dringt die Föhnströmung nicht mehr bis zum Talboden herab. Während am 16. das Minimum der Feuchtigkeit 32% betrug, erreicht es am 17. nur noch 55% (Temperaturmaximum am 16. 19,7°, am 17. 15,2°). Die Untersuchung des Föhnverlaufs in Innsbruck am 16. hat gezeigt, daß das Föhnende erst von 5—6a am 17. eintritt (s. o.). Die Föhnpause hält nur kurze Zeit an, von 7—8a tritt bereits wieder ein Feuchtigkeitsfall von 29% (von 87 auf 58%) ein. Um 8a beginnen drei mehrstündige Schwankungen der Feuchtigkeit und der Temperatur, die bis 8p anhalten. Doch steigt die Temperatur in dieser Zeit längst nicht mehr so hoch an wie in der Nacht zum 17. (Das Maximum vom 17. (15,2° um 1p) liegt noch 2,9° tiefer als die höchste Temperatur in der Nacht (18,1° um 1a)).

Das Föhnende um 5a wird hervorgerufen durch kalte Luftmassen, die aus dem Oberinntal talabwärts nach Innsbruck vordringen und die Föhnströmung vom Boden abheben. Ist die Kaltluft nur seicht, die Föhnströmung jedoch sehr stark, so kann die letztere die Kaltluft wieder verdrängen. Die Temperatur- und Feuchtigkeits-

schwankungen zeigen den Kampf beider Luftströmungen um die Vorherrschaft. Dringt auch der Föhn am 17. nicht mehr bis zum Talboden vor, so lassen jedoch die Temperatur- und Feuchtigkeitsregistrierungen erkennen, daß in der Höhe über Innsbruck der Föhn bis 8p mit mehr oder weniger großer Intensität anhält. Von 8—9p tritt eine Feuchtigkeitszunahme von 23% ein. Damit sind die Feuchtigkeits- und Temperaturschwankungen plötzlich beendet. Es setzt wieder der normale Verlauf der beiden Elemente ein. Der Föhn ist auch in der Höhe über Innsbruck erloschen.

Im Salzkammergut und in Spital am Pyhrn tritt am 17. Föhnsturm ein (Lit. 40, S. 175). Die verschiedene Intensität der Föhnströmung auf der Alpennordseite entspricht den oben geschilderten Windverhältnissen auf den Kammstationen der Alpen. Bei abflauendem Südwind in der Höhe über den Tiroler Alpen dringt die Föhnströmung im Inntal nicht mehr bis zum Boden herab, bei Südsturm über den Ostalpen herrscht Föhnsturm auf der Alpennordseite.

In Innsbruck verzeichnet der Beobachter bereits am Morgentermin Niederschlag sowie tagsüber zeitweise Regen. Der Niederschlag auf der Alpennordseite setzt bereits am Vormittag ein, im Gegensatz zur bayrischen Hochebene.

Bayern: In Bayern ruft der Tiefdruckausläufer bereits am Abend des 16. Bewölkungszunahme hervor. Um 9p verzeichnen alle Stationen der bayrischen Ebene bedeckten Himmel, nur über dem Hohenpeißenberg, wo der Föhn noch anhält, ist der Himmel halb bedeckt. Auch am Morgen des 17. ist es in ganz Bayern bedeckt. Zur Niederschlagsbildung ist es jedoch noch nicht gekommen. Erst am Vormittag fallen in Nordbayern vereinzelt schwache Regen. Ueber Mittag reißt die Wolkendecke meist auf. Während aber am Abend der Himmel über Nordbayern wieder bedeckt ist, ist über der bayrischen Ebene weitere Aufheiterung eingetreten. In der Nacht zum 18. setzt auch in diesem Gebiete rasche Bewölkungszunahme ein, teilweise fallen schwache Niederschläge. Am Morgen des 18. ist es meist bedeckt, die Niederschläge haben aber aufgehört.

Vom 16. zum 17. sind die Temperaturen infolge der föhnartigen Erwärmung stark angestiegen (s. o.). In Bayern werden am 17. die höchsten Morgentemperaturen des Monats beobachtet. Doch schon am Vormittag ruft der Einbruch kühlerer maritimer Luftmassen auf der Rückseite des nordostwärts abziehenden Tiefdruckausläufers Abkühlung hervor, gleichzeitig erfolgt Winddrehung von SW—SE auf W und vereinzelt NW. Die Winde sind aber nur schwach. In Süd-

bayern liegen die Mittagstemperaturen meist tiefer als die Morgentemperaturen. Zur Niederschlagsbildung kommt es überraschenderweise noch nicht. In Südbayern setzen vereinzelte Niederschläge erst in der Nacht zum 18. ein. Am 17. 7a liegen die Temperaturen 5—8° tiefer als am Vortag.

Schweiz: In der Schweiz erfolgte der Kaltlufteinbruch schon in der Nacht zum 17. Um 2a dreht der Wind in Zürich plötzlich von S 4 auf WNW 4; die Winddrehung bewirkt eine Abkühlung von 2,6°. Auf dem Säntis erfolgt der Windsprung schon 2 Stunden früher. Von 11—12p herrscht noch S 10, nach 12p setzt unvermittelt NNE 9 ein. Die Abkühlung ist zwar gering, hält aber den Tag über an (bis zum 18. 5a); der tägliche Temperaturgang ist nur noch schwach ausgeprägt. Während der Kälteeinbruch in Bayern nur vereinzelt schwache Niederschläge hervorruft, tritt in Zürich ergiebiger, auf dem Säntis nur noch schwacher Niederschlag ein.

Auf der Zugspitze erfolgt kein Kälteeinbruch im üblichen Sinne des Wortes. Noch während der rasch abflauenden Südströmung setzt seit 12 m langsame Abkühlung ein, die nur bis 1 a am 18. anhält. Erst nach dem Abendtermin am 17. erreicht die Nordströmung die Zugspitze [10]). Die Abkühlung, die sie eventuell hervorruft, kann also nur noch gering sein. Niederschlag verursacht der nördliche Luftstrom auf der Zugspitze nicht, da der am Morgen des 18. gemessene schwache Niederschlag bereits am 17. in Form von Nebelreißen noch im südlichen Luftstrom gefallen ist. Am 18. morgens meldet der Beobachter zwar noch schwachen NW, doch ist bereits intensive Aufheiterung eingetreten. Während über der Zugspitze und dem Säntis der Himmel heiter oder fast wolkenlos ist, fallen auf dem Sonnblick und Obir bei bedecktem Himmel Niederschläge. Die beiden westlichen Gipfelstationen gehören einer Aufheiterungszone an, die sich von Frankreich über die Schweiz bis nach Südwestdeutschland erstreckt. In diesen Gebieten ist in der Nacht zum 18. bei starkem Druckanstieg auf der Rückseite des nordostwärts abgewanderten Tiefdruckausläufers rasche Aufheiterung eingetreten. Die schweizerischen Stationen auf der Alpennordseite meldeten am Abend des 17. noch bedeckten Himmel, am 18. morgens ist es überall heiter bis wolkenlos. Die Aufheiterungszone erstreckt sich etwa bis zur Linie Ansbach — Augsburg — Zams. Oestlich dieser Linie bleibt die Wolkendecke noch geschlossen.

---

[10]) Stündliche Registrierungen der Windrichtung auf der Zugspitze sind für diese Jahre leider nicht vorhanden (Lit. 21, S. L. 42).

Während die Nordströmung am 18. 7a auf der Zugspitze noch angedeutet ist, hat der Wind auf dem Säntis bereits wieder von N auf SSW zurückgedreht. Am Mittag des 18. bricht sowohl in Altdorf wie in Innsbruck wieder Südföhn aus.

Ergebnis: Der Verlauf der Witterung am 17. Oktober in den nördlichen Alpenländern und in Südbayern läßt erkennen, daß die Niederschläge in den beiden Gebieten verschiedenen Ursprungs sind. Während in der bayrischen Hochebene ein Kälteeinbruch aus W—NW erfolgt, tritt im Inntal noch Südföhnwirkung auf. Die teilweise noch recht ergiebigen Niederschläge im nördlichen Alpengebiet, die bereits am Morgen und Vormittag einsetzen, werden durch den südlichen Luftstrom in der Höhe verursacht. Dieses Ergebnis wird bestätigt durch die unten beschriebene Niederschlagsverteilung in den Tiroler Alpen. Dagegen verdanken die schwachen Niederschläge in Südbayern, die meist erst in der Nacht zum 18. einsetzen, ihren Ursprung den atmosphärischen Vorgängen auf der Rückseite des Tiefdruckausläufers. Diese Niederschläge sind also bereits zyklonalen Ursprungs. Sie erstrecken sich nicht mehr bis zum Kamm der nördlichen Kalkalpen, wie die Witterungsverhältnisse der Gipfelstationen gezeigt haben. Damit sind also die Niederschläge der Alpensüdseite und der nördlichen Längstalzone als rein orographischen Ursprungs anzusprechen.

Die geringe Wirkung und rasche Abschwächung des Kaltlufteinbruchs im Alpenvorland erklärt sich aus der raschen Aenderung der Wetterlage. Der am 17. über dem Alpenvorland liegende Tiefdruckausläufer zieht unter Verflachung nordostwärts ab, und die tiefe über dem Kanal liegende Depression füllt sich wie das sekundäre Minimum über dem Golf von Genua ganz auf. Ueber Südeuropa steigt der Druck stark an. Der nordsüdliche Gradient über den Schweizer Alpen ist verschwunden; über dem ganzen Alpenbogen tritt ein einheitlicher Gradient vom Süd- zum Nordfuß des Gebirges auf. Unter diesen Umständen konnte der Kaltluftkörper im Alpenvorland keine große Mächtigkeit erlangen, vielmehr stellt sich erneut Föhnsituation ein.

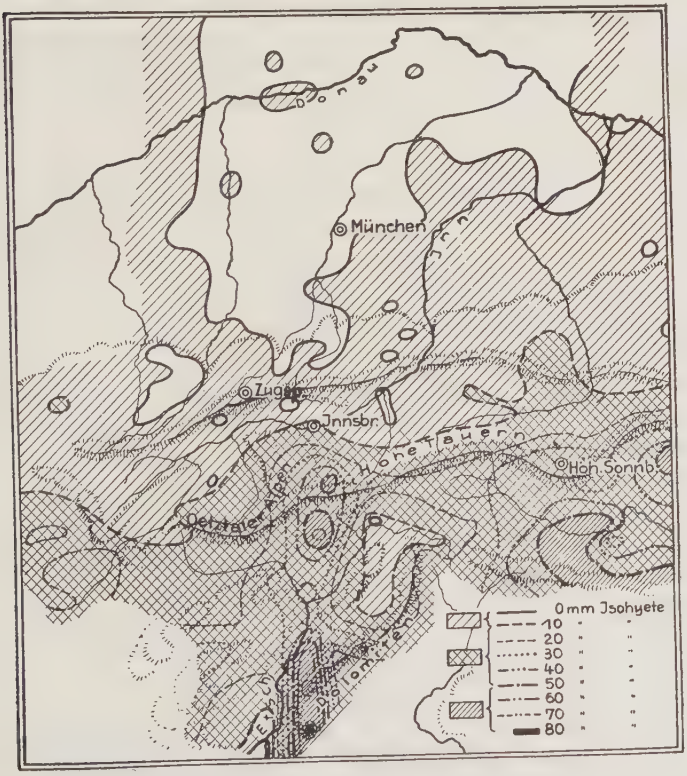
Niederschlagsverteilung (s. Niederschlagskarte, Abb. 6).

Alpensüdseite: Am 17. fallen auf der ganzen Alpensüdseite ergiebige Niederschläge, die aber gegenüber dem Vortag stark nachgelassen haben infolge der Abschwächung des Druckgradienten über den Alpen. In der Schweiz, wo bekanntlich sogar eine Umkehrung

des Gradienten erfolgte, tritt das plötzliche Nachlassen der Niederschläge besonders stark in Erscheinung.

Auch in Südtirol haben die Niederschläge nachgelassen. Am 17. haben 27 Stationen — das ist nur noch die Hälfte der Stationen vom Vortage — einen Niederschlag von mehr als 30 mm. Die größte Niederschlagsmenge Südtirols wurde in Lavarone mit 84,5 mm gemessen. (Maximum am 16. in Folgaria 108 mm; beide Stationen liegen nur ca. 6,5 km auseinander). Am 16. fallen in Südtirol durchschnittlich 4, am 17. 3% der Jahresmenge (Lit. 1, 1907, H. VII, S. 31). Am 7. November 1906 wurden hingegen 10% erreicht.

Abb. 6.



Niederschlagsverteilung am 18. X. 1907 7 a.

Die ergiebigsten Niederschläge vom ganzen Alpengebiet fielen im Süden der österreichischen Ostalpen; an der oberen Save auf der Südseite der Karawanken umfaßt die 100 mm-Isohyete noch ein größeres Gebiet, in dem die Station Ober-Zarz (Julische Alpen) mit 149,7 mm die größte Niederschlagsmenge des Alpengebiets überhaupt aufweist. Die Niederschläge im oberen Savegebiet machen 5,7 % der Jahresmenge aus (Lit. 1, H. V, S. 25).

Die Verlagerung des Gebietes maximalen Niederschlages von der Südschweiz nach der Krain ist auf dieselbe Ursache zurückzuführen, die das von W nach E fortschreitende Erlöschen des Föhns auf der Alpennordseite herbeiführt. Die Umkehrung des Gradienten über den Schweizer Alpen, das Abflauen der Südströmung über den Tiroler Alpen ließen von vornherein eine deutliche Abnahme der Niederschläge in diesen Gebieten erwarten. Ueber den Ostalpen herrscht jedoch am 17. anhaltender Südsturm. Demzufolge erfolgt auf ihrer Südseite eine ausgiebige Kondensation des großen Wasserdampfgehaltes der von der Adria heranströmenden feuchtwarmen Luftmassen.

Südtirol: Die stärksten Niederschläge sind am 17. auf die M^{ti} Lessini und das Südwestende der Dolomiten beschränkt. Der Zusammenhang der Niederschlagsverteilung mit den orographischen Verhältnissen ist nur schwach ausgeprägt. In noch stärkerem Maße als bei den bisher behandelten Fällen ist diese Erscheinung auf die Inhomogenität des südlichen Luftstromes, auf das Auftreten von Feuchtlabilität zurückzuführen.

Von besonderem Interesse ist das Starkregengebiet im Meridian von Innsbruck am Südhang der Zentralalpen. In den Sarntaler Alpen fallen Niederschläge von mehr als 40 mm, während sie östlich und westlich auf 20 mm und weniger herabsinken. Diese Niederschlagsverteilung kann ebenfalls nicht allein auf die orographischen Verhältnisse zurückgeführt werden. Zwar stellt das Sarntaler Starkregengebiet nichts anderes dar als eine abermalige starke Zunahme der Niederschläge, die durch den erneuten Aufstieg des südlichen Luftstromes am Südhang der Zentralalpen hervorgerufen wird, doch ist diese Zunahme meist nicht derart ausgesprochen. Auch findet die örtliche Beschränkung dieser Erscheinung keine Erklärung durch die orographischen Bedingungen. Auf diesen Niederschlagsherd wurde hingewiesen, weil er offensichtlich noch in Zusammenhang mit der Niederschlagsverteilung auf der Alpennordseite steht.

Alpennordseite: Die starken Niederschläge der Alpensüdseite grei-

fen wieder auf die Nordseite über, doch reichen sie nicht so weit wie in den oben behandelten Fällen. Die 10 mm-Isohyete verläuft bereits längs des Nordhanges der Zentralalpen und reicht nur bei Innsbruck über das Inntal hinüber. Diese Tatsache erklärt sich wohl daraus, daß gerade im Meridian dieser Station auf dem Südhang der Zentralalpen (Sarntaler Alpen) die Niederschläge besonders ergiebig sind, während sie östlich und westlich rasch abnehmen (s. o.). Das Uebergreifen der Niederschläge von der Luv- auf die Leeseite mußte daher in diesem Teil der Zentralalpen am stärksten ausgeprägt sein.

Während die bisher geschilderte Niederschlagsverteilung in den Hauptzügen eine deutliche Uebereinstimmung mit den oben behandelten Fällen aufweist, treten in den nördlichen Kalkalpen und in Bayern völlig andersartige Niederschlagsverhältnisse auf. Der charakteristische Verlauf der 0 mm-Isohyete durch die nördliche Alpenkette parallel der Streichrichtung der Alpen, die völlige Niederschlagslosigkeit der bayrischen Ebene und auch Nordbayerns sind am 17. Oktober nicht mehr vorhanden. Zwar ist auch an diesem Tage ein großer Teil Südbayerns niederschlagsfrei, aber die 0 mm-Isohyete, die das Gebiet zwischen Lech und Isar vom Alpenfuß bis zum Böhmerwald einschließt, weist einen ganz unregelmäßigen zufälligen Verlauf auf. Der übrige Teil Südbayerns, sowie Nordbayerns sind schwach überregnet.

Die Untersuchung der Witterungsvorgänge hat ergeben, daß die Niederschläge in Bayern durch einen Tiefdruckausläufer verursacht werden. Während gewöhnlich bei Kälteeinbrüchen eine kräftige Steigerung der Niederschläge im Alpenvorland infolge der Luvwirkung eintritt, fehlt diese am 17. vollkommen. Wegen der geringen Wetterwirksamkeit des Tiefdruckausläufers tritt der orographische Charakter der Niederschläge in den Tiroler Alpen noch deutlich hervor. Da am Alpennordrand die orographischen Niederschläge direkt in die zyklonalen übergehen, kann die Reichweite der Erscheinung des Uebergreifens der Niederschläge von der Luv- auf die Leeseite kaum abgeschätzt werden. Doch ist dies wenigstens zum Teil möglich, da die zyklonalen Niederschläge nur vereinzelt auftreten. Im Meridian von Innsbruck, wo bekanntlich am 17. die Starkregen am weitesten auf die Leeseite übergreifen, hören die Niederschläge am Alpennordfuß bereits vollkommen auf. Damit wird das oben gefundene Ergebnis, daß die Niederschläge der Luvseite höchstens bis zu den Ausläufern der nördlichen Kalkalpen hinüberreichen, bestätigt. Diese Verhältnisse werden umso stärker verwischt, je größer

die Wetterwirksamkeit des Tiefdruckausläufers ist. Dann ist aber auch nicht mehr die Bedingung erfüllt, die der Auswahl der hier betrachteten Fälle zugrunde gelegt wurde — die Niederschlagslosigkeit von München.

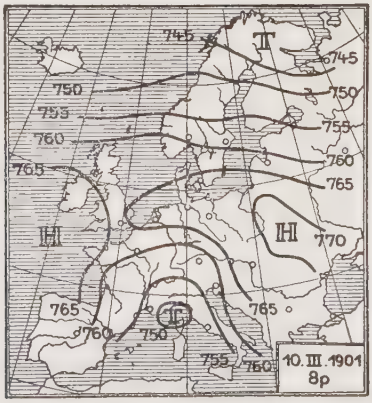
Der zum Schluß zu behandelnde Fall ist, wie der 17. Oktober 1907 dadurch gekennzeichnet, daß die orographischen Niederschläge zusammen mit schwachen Depressionsregen auftreten. Doch kommt am 10. März 1901 der orographische Einfluß in der Niederschlagsverteilung viel stärker zum Ausdruck als am 17. Oktober 1907.

4. Der 10. März 1901.

Das van Bebbersche Zugstraßenschema der Barometerminima über Europa läßt deutlich erkennen, daß das Alpengebiet von den Zugstraßen gemieden und im großen Bogen umgangen wird. Entgegen allen Regeln überquert am 10. März 1901 eine Depression den Alpenwall.

An diesem Tage trat ein auffälliges Naturereignis ein. K. Prohaska schreibt: „Am 10. und 11. März trat jener von der Sahara über Italien und die österreichischen Alpenprovinzen nordwärts bis zu den dänischen Inseln fortschreitende große Staubfall auf, welcher damals allgemeine Aufmerksamkeit erregte und an Ausdehnung und Stärke in Europa vielleicht seit 100 Jahren nicht seinesgleichen gehabt hatte" (Lit. 31, S. E 14).

Abb. 7.

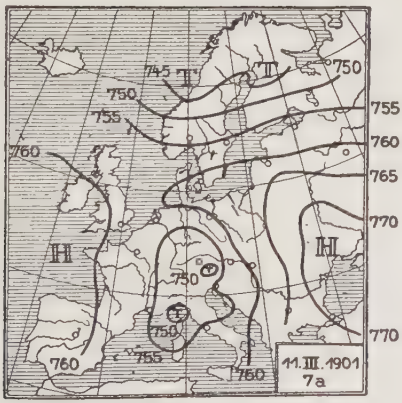


Luftdruckverteilung am 10. III. 1901 8 p.

In den Alpenprovinzen kam der Staubfall in der Nacht vom 10. zum 11. zur Beobachtung. Der Staubgehalt der Luftmassen kennzeichnet in geradezu drastischer Weise den Ursprung der Südströmung. Die Verbreitung des Staubfalles in Europa und ihre meteorologischen Ursachen sind in eingehender Weise von Hellmann und Meinardus sowie von Valentin untersucht worden (Lit. 20 und 39). Auf die Staubfälle wird in folgendem jedoch nur dann eingegangen, wenn es zum Verständnis der Witterungsvorgänge und Niederschlagsverhältnisse wichtig erscheint.

Wetterlage: Am Morgen des 10. liegt ein Minimum über dem Golf von Tunis, ein Hochdruckrücken erstreckt sich von den britischen Inseln bis zum Schwarzen Meer. Ueber Süditalien weht ein heftiger, heißer Scirocco (Lit. 39, S. 742, Lit. 29, S. 77). An der nördlichen Adria herrscht dagegen Bora. Am 10. abends hat sich das Zentrum der Depression nach dem Golf von Genua verlagert (s. Abb. 7). Die stürmischen Sciroccowinde haben sich bis Oberitalien ausgedehnt (Lit. 20, S. 34). An der Ostküste der Adria gewinnt der Südwind der höheren Luftschichten immer mehr die Oberhand über die Bora. In Triest verdrängte der Scirocco erst um 4a am 11. die Bora (Lit. 28, S. 137).

Abb. 8.



Luftdruckverteilung am 11. III. 1901 7a.

In der Nacht vom 10. zum 11. überschreitet die Depression die Alpen; sie läßt ein sekundäres Minimum über dem Golf von Genua zurück. Nach Hellmann und Meinardus wandert die Depression nach dem südöstlichen Bayern, wo sie sich am Morgen des 11. als Teil

eines von der Isobare von 755 mm umschlossenen größeren Depressionsgebietes befindet (Lit. 20, S. 34; s. Abb. 8). Valentin ist aber wohl mit Recht der Ansicht, daß der kleine Depressionskern bei Salzburg nur eine Wirkung des Föhns ist, der seit dem Vorabend am Nordfuß der Alpen herrscht (Lit. 39, S. 751). Schon R. Billwiller hat nachgewiesen, daß Teildepressionen am Nordfuß der Alpen nicht nur die Ursache, sondern auch erst die Folge des Föhns sein können (Lit. 5, S. 1). (Auf diese Erscheinung wird unten nochmals kurz eingegangen).

Alpensüdseite: In Oberitalien herrscht bereits am Morgen des 10. trübes und regnerisches Wetter bei südöstlichen bis nordöstlichen Winden. In Südtirol herrscht zwar bedecktes, aber noch niederschlagsloses Wetter. Die Wolkendecke bleibt tagsüber geschlossen, der tägliche Temperaturgang ist daher fast verwischt. Am Mittag setzen Niederschläge ein. Am nächsten Morgen sind die Temperaturen an den Talstationen fast unverändert; in den oberen Luftschichten dagegen tritt Erwärmung ein, da in der Höhe ein starker Südstrom herrscht, während in den Alpentälern nur schwache Luftbewegung (meist Winde aus östlichen Richtungen) auftritt.

Strömungsverhältnisse über den Alpenkämmen.

Die über den österreichischen Alpen in 3000 m Höhe herrschende südliche Luftströmung ist am Morgen des 10. nur ganz schwach, wächst aber bis zum Abend auf Sturmesstärke an. Die Beobachtungen des Obir zeigen, daß die in den unteren Luftschichten herrschenden schwachen Ostwinde bis über 2000 m hinaufreichen. Erst in der Nacht zum 11. bricht auf dem Obir der Südsturm aus. Aehnliche Verhältnisse treten auch auf der Alpennordseite auf. Die am 10. morgens auf dem Säntis herrschende starke Südströmung hält nur bis 9a an. Darauf gelangt der Säntis plötzlich in den Bereich der unteren schwachen östlichen Luftströmung. Erst um 10p bricht der Südoststurm wieder durch.

Auf den Gipfelstationen ruft der Südsturm starke Erwärmung hervor. Auf dem Obir setzt schon während der Ostströmung schwache, aber anhaltende Erwärmung ein, die sich bei Durchbruch der Südströmung noch steigert. Auf dem Sonnblick ist der normale Temperaturgang unterdrückt; nachdem die Temperatur von 4—11p konstant geblieben ist, tritt in der Nacht schwache Temperaturzunahme ein.

Zeitliche Niederschlagsverteilung auf der Alpensüdseite.

Die Stationen auf der Alpensüdseite verzeichnen zum 2p-Termin Regen. Verbreitete Niederschläge von großer Ergiebigkeit setzen jedoch erst am Abend ein. Bis dahin bleiben die Niederschläge auf die Alpensüdseite beschränkt. Der bei Annäherung der Depression an den Alpenwall einsetzende Südsturm ruft im Alpengebiet verbreitete Gewitter mit ergiebigen Niederschlägen hervor (Lit. 29, S. 74; Lit. 39, S. 743; Lit. 32, S. 232).

In den Karnischen Alpen und Dolomiten begannen die Gewittererscheinungen um 8 oder 9p und dauerten die ganze Nacht bis in den Vormittag des 11. an. Der vom Niederschlag zu Boden gebrachte Staub sowie die rötliche Farbe der Wolken ließen den Ursprung der Luftmassen deutlich erkennen, aus denen der Niederschlag fiel. Bisweilen drang der Südsturm bis zum Talboden vor. So meldet ein Beobachter aus Levico, wo um 2a ein heftiges Gewitter mit strömendem Regen einsetzte und bis 6a fast ununterbrochen anhielt, in den frühen Morgenstunden Südoststurm (Lit. 20, S. 13).

Alpennordseite.

Am 10. 3. tritt in Innsbruck kein Föhn auf, obwohl auch an diesem Tage auf den Kammstationen Südsturm herrscht. Die intensive Aufheiterung über Innsbruck, die am Abend zur völligen Auflösung der Wolkendecke führt, läßt aber die absteigende Bewegung der Luftmassen auf der Alpennordseite erkennen. Zur gleichen Zeit setzen auf der Alpensüdseite bei bedecktem Himmel heftige Gewitter mit ergiebigen Niederschlägen ein. Die Aufheiterung ist nicht auf das Inntal beschränkt, sondern tritt auch über der bayerischen Hochebene ein.

Der Süden der bayrischen Ebene ist am Abend wolkenlos, im nördlichen Teil tritt Bewölkung auf; Nordbayern hat wieder bedeckten Himmel. Die Aufklarungszone ist am 10. März 1901 noch stärker ausgeprägt als am 7. November 1906, der den Höhepunkt einer Föhnperiode darstellte. Zum nächsten Morgen setzt rasche Bewölkungszunahme ein.

Zeitliche Niederschlagsverteilung auf der Alpennordseite.

In der Nacht zum 11. setzen auch auf der Alpennordseite Niederschläge ein. Die ersten Niederschläge fallen auf dem Kamm der nördlichen Kalkalpen (der Säntis meldet bereits zwischen 10 und 11p

schwachen Schneefall, auf der Zugspitze beginnt 11^{15}p starker Schneefall). Innsbruck verzeichnet nachts Regen. In der bayrischen Ebene setzt erst kurz vor dem Morgentermin Niederschlag ein; Augsburg meldet 6^{30}—7a Regen (0,2 mm). In München fällt schwacher Niederschlag erst nach dem Morgentermin um 7^{30}a. Während der nördliche Teil der bayrischen Ebene niederschlagsfrei bleibt, treten in Nordbayern (Maingebiet) bereits in den frühen Morgenstunden schwache Regen auf.

Die Erwärmung, die der südliche Luftstrom hervorruft, macht sich auch auf der Alpennordseite bemerkbar. In Bayern liegen die Morgentemperaturen am 11. um 3—5° höher als am Vortag. In Salzburg und im Salzkammergut verursacht der Föhn hingegen eine Temperaturzunahme von 10—13°. Trotz der starken föhnartigen Erwärmung (10,3°) zeigen die Feuchtigkeits- und Windbeobachtungen, daß am Morgen des 11. Föhn in Salzburg noch nicht ausgebrochen ist. Erst 2p ist der Föhn bis zum Boden vorgedrungen. In Ischl herrscht bereits am Morgen starker Föhn; bei SE 6 ist die Temperatur um 13,7° gestiegen.

Die vertikale Temperaturschichtung im Alpengebiet ist am 10. März gleichfalls charakteristischer als in den anderen behandelten Fällen. Am 10. morgens herrscht auf der Alpensüdseite in der ganzen Luftsäule vom Talboden bis zum Kamm des Gebirges ein einheitlicher Gradient. Zu dieser Zeit ist der südliche Luftstrom in den obersten Luftschichten nur sehr schwach entwickelt. Erst am Abend und noch ausgeprägter am 11. morgens tritt ein deutlicher Unterschied zwischen den Gradienten der unteren und oberen Luftschichten auf. In den untersten Luftschichten herrscht eine äußerst stabile Temperaturschichtung, mit zunehmender Höhe wird die Temperaturabnahme rascher und oberhalb 1800 m sind am Morgen des 11. die Temperaturgradienten bereits dreimal so groß wie in den untersten Luftschichten. Die Gradienten oberhalb 1800 m entsprechen denen in aufsteigender gesättigt-feuchter Luft.

Tabelle 19

Temperaturgradienten auf der Alpennordseite.

	10. III.		11. III.
	7a	9p	7a
Innsbruck (575 m) — Zugspitze (2962 m)	0,29	0,28	0,32°
München (523 m) — Zugspitze	0,25	0,26	0,32°

Auf der Alpennordseite herrschen die gleichen stabilen Verhältnisse wie auf der Südseite. Ueber der bayrischen Ebene lagert eine kalte

Bodenschichte von über 1000 m Mächtigkeit, die von der warmen Südströmung überweht wird. Infolge föhnartiger Erwärmung der oberen Luftschichten tritt bereits am Morgen des 10. über dem Alpenvorland eine Temperaturinversion auf. Vom Boden (München) bis 1000 m Höhe (Peißenberg) herrscht normale Temperaturabnahme von 0,64°, dann tritt Temperaturumkehr auf zwischen 1000 und 1700 m. Auf dem Wendelstein (1727 m) ist es 1,2°, auf dem Hirschberg (1670 m) 1,6° wärmer als auf dem Peißenberg. Von 1700—3000 m (Zugspitze) herrscht wieder Temperaturabnahme von 0,61° pro 100 m. Hirschberg meldet S 2 und Wendelstein ESE 4, während in der Inversionsschichte NE-Winde herrschen. Am 11. morgens ist die Inversion noch verstärkt, da in den oberen Luftschichten Föhn eingesetzt hat. Der Wendelstein ist 2,6° wärmer als der Peißenberg und selbst noch 1,0° wärmer als das 1200 m tiefer gelegene München. Der Wendelstein meldet Föhn, bei S 6 ist die Temperatur um 6,3° gestiegen. Zwischen 1700 und 3000 m (Sonnblick) herrscht ein Gradient von 0,82°. Die Wolkendecke, in der am Morgen der Wendelstein noch steckt, vermochte der Föhn noch nicht aufzulösen.

Die intensive Aufheiterung auf der Alpennordseite am Abend des 10. ließ eine absteigende Tendenz der Südströmung erkennen. Das Einsetzen verbreiteter Niederschläge auf der Nordseite beweist, daß das Absinken durch ein allgemeines Aufsteigen der Luftmassen in größeren Höhen abgelöst worden ist. Am 11. morgens hat in den oberen Luftschichten bereits wieder absteigende Bewegung eingesetzt. Im Salzkammergut dringt der Föhn sogar bis zu den Talstationen herab.

Die Niederschläge auf der Alpennordseite setzen ein, als sich die Depression dem Alpenwall nähert und ihn überquert. Daß die Ueberquerung tatsächlich stattfindet, beweisen die Windbeobachtungen der Gipfelstationen. Auf der Vorderseite der Depression — über den österreichischen Alpen — ist eine ununterbrochene SE-Strömung entwickelt. Die französischen Alpen, über denen eine ausgeprägte Nordströmung herrscht, liegen bereits auf der Rückseite der Depression. Auch Hellmann und Meinardus stellen fest, daß die westliche Grenze der südöstlichen Luftströmung noch östlich des Mont Mounier (Seealpen) liegt (Lit. 20, S. 37—38). Die Depression muß also zwischen den französischen und Tiroler Alpen das Gebirge überquert haben. Die Windregistrierungen des Säntis, der der Depressionsbahn am nächsten liegt, weisen in der Tat einen höchst charakteristischen Verlauf auf.

Tabelle 20

Windregistrierungen auf dem Säntis und Sonnblick (Windstärke in km/h).

10.—11. III.

	10—11p	11—12	0—1a	1—2	2—3	3—4	4—5	5—6	6—7a
Säntis	SE 73	SE 42	SE 25	ESE 20	NE 7	NNE 8	SSW 55	SSW 50	SSW 51
Sonnblick	SSE 70	SSE 71	SSE 54	SSE 62	SSE 60	SSE 61	SSE 68	SSE 80	SSE 63

Um 10p setzt auf dem Säntis plötzlich Südsturm ein, wie oben bereits ausgeführt wurde. In dieser Zeit herrscht im ganzen Alpengebiet vom Säntis bis zum Sonnblick SE-Sturm. Dieser hält an der letzteren Station die ganze Nacht hindurch an. Auf dem Säntis flaut jedoch mit der Annäherung des Depressionskernes der Sturm rasch ab bei gleichzeitiger Rückdrehung des Windes auf NE; während von 10—11 p noch Windstärke Beaufort 9 herrschte, ist sie um 2a bereits auf 2 Beaufort gesunken. Gleichzeitig meldet der Sonnblick SSE 8. (Von der Zugspitze sind keine Registrierungen vorhanden, s. a. a. O.). Der Säntis ist von 2—4a offenbar in den Bereich des Depressionskernes gelangt. Von 3—4a herrscht noch NNE 2, in der folgenden Stunde bricht unvermittelt aus der genau entgegengesetzten Richtung SSW-Sturm (Beaufort 8) aus. Der Säntis ist auf die Südseite des Depressionskernes gelangt.

Die Beobachtungsergebnisse scheinen im Widerspruch mit der Luftdruckverteilung im Meeresniveau zu stehen. Es ist aber zu beachten, daß für die Windverhältnisse der Gipfelstationen die Luftdruckverteilung in einem höheren Niveau maßgebend ist. Hellmann und Meinardus haben nun in ihrem Werk über den Staubfall vom 9.—12. März 1901 Luftdruckkarten für das Niveau 2500 m entworfen. Es ergibt sich die interessante Tatsache, die mit den Beobachtungen der Gipfelstationen übereinstimmt, daß die Achse der Depression nach NW geneigt ist und mit der Erdoberfläche einen sehr spitzen Winkel bildet (Lit. 20, S. 36). Am 10. abends liegt das „obere" Luftdruckminimum über den Seealpen. „Die Bahn des oberen Luftdruckminimums ist gegen die des unteren nach W verschoben. Sie verläuft über die Westalpen nach dem westlichen Deutschland. Das Minimum liegt am 11. morgens über der Rheinprovinz" (Lit. 20, S. 36).

Die Luftdruckverteilung im Niveau 2500 m läßt noch eine weitere interessante Tatsache erkennen. Die auf der Wetterkarte eingezeichneten beiden kleinen Depressionskerne über Salzburg und dem Golf von Genua [11]) sind in diesem höheren Niveau nicht mehr vor-

[11]) Vgl. Wetterkarte vom 11. 3. 1901, 7a, Abb. 8.

handen. Die obige Vermutung, daß der Depressionskern über Salzburg lediglich auf föhnartige Erwärmung der unteren Luftschichten zurückzuführen ist, wird damit bestätigt.

Niederschlagsverteilung in den Tiroler Alpen
(vgl. Regenkarte, Abb. 9).

Alpensüdseite: In Südtirol hatten am 10. März 76 Stationen einen Niederschlag von mehr als 30 mm. (Am 16. Oktober 1907 waren es 52 Stationen). Die ergiebigsten Niederschläge wurden in den Dolomiten gemessen, hier fielen 60—100 mm. Die 60 mm-Isohyete umfaßt die gesamten Dolomiten und den westlichen Teil der Karnischen Alpen einschließlich des Gailtales. Interessanterweise wird wie am

Abb. 9.

Niederschlagsverteilung am 11. III. 1901 7a.

17. Oktober 1907 wieder in Lavarone der größte Niederschlag Südtirols gemessen, nämlich 141 mm. — Von den südlichen Kalkalpen nehmen die Niederschläge gegen die Zentralalpen rasch ab. Neben den Dolomiten zeichnet sich noch die Ortlergruppe durch stärkere Niederschläge aus. Wie am 7. November 1906 und am 16. Oktober 1907 bildet das Eisacktal wieder eine niederschlagsarme Rinne im Lee der Dolomiten; während in den letzteren die Niederschläge auf 100 mm ansteigen, sinken die Regenmengen in Brixen rasch auf 10 mm. Am Südhang der Zentralalpen tritt eine erneute Zunahme der Niederschläge ein. Die 30 mm-Isohyete verläuft ungefähr längs des Zentralalpenkammes.

Alpennordseite: Die starken Niederschläge der Südseite greifen auf die Nordseite über. Die 10 mm-Isohyete verläuft in westöstlicher Richtung durch die nördlichen Kalkalpen und tritt östlich von Innsbruck (zwischen Hall und Schwaz) über den Inn auf den Nordhang der Zentralalpen über. Die letzten Ausläufer der nördlichen Kalkalpen liegen bereits außerhalb der 5 mm-Isohyete. Die 0 mm-Isohyete verläuft erst durch den südlichen Teil der bayrischen Hochebene. Nördlich von Augsburg ist nicht nur der nördliche Teil der bayrischen Ebene, sondern auch Nordbayern bis zum oberen Main niederschlagsfrei. Der Unterlauf des Mains ist wieder überregnet.

Erklärung der Niederschlagsverteilung.

Am 10. März 1901 werden die gewaltigen Niederschläge auf der Vorderseite einer Mittelmeerdepression durch einen von der Adria gegen die Alpen wehenden feuchtwarmen Luftstrom hervorgerufen. Die Niederschlagsverteilung in Südtirol läßt den orographischen Charakter der Niederschläge klar erkennen. Am Abend ist im Alpengebiet eine typische Luv- und Leewirkung eingetreten; die Zentralalpen bilden die Wetterscheide: südlich ergiebige Niederschläge, nördlich wolkenloser Himmel. In der Nacht zum 11. tritt die oben erklärte Erscheinung des Uebergreifens der Niederschläge von der Luv- auf die Leeseite auf. Am 10. März fallen außer den ergiebigen orographischen Niederschlägen schwache Depressionsregen, die wesentlich geringfügiger sind als am 17. Oktober 1907. Im nördlichen Teil der bayrischen Ebene und im größeren Teil Nordbayerns sind die zyklonalen Regen bis zum Morgentermin noch unterdrückt, während sie am Main bereits eingesetzt haben. Die schwachen Niederschläge im Alpenvorland können einerseits als Depressionsregen angesprochen werden, andererseits können sie noch als die letzten Auswirkungen

des Uebergreifens der Niederschläge von der Süd- auf die Nordseite der Alpen bezeichnet werden; denn, obwohl in den bisher betrachteten Fällen das Uebergreifen sich höchstens bis in die nördlichen Kalkalpen erstreckte, wird doch dieser Vorgang am 10. März infolge der ungewöhnlichen Bahn der Depression begünstigt werden. Andererseits sei hervorgehoben, daß an manchen Stellen die 0-mm-Isohyete bis an den Gebirgsrand herantritt.

C. Schluß.

Im folgenden sollen noch einmal kurz die Hauptergebnisse der synoptischen Untersuchung zusammengefaßt werden.

Von den Niederschlagstagen, an denen Innsbruck einen Niederschlag von mehr als 10 mm hatte, während München niederschlagsfrei blieb, wurden die hier untersuchten Fälle wegen ihrer charakteristischen Niederschlagsverteilung herausgesucht. Diese ausgewählten Tage sind durch besonders ergiebige Niederschläge auf der Alpensüdseite gekennzeichnet. Die Niederschläge der Südseite sind orographischen Ursprungs. Die ergiebigen Niederschläge bleiben nicht auf die Luvseite beschränkt, sondern greifen auf das Inntal über. Dieselbe Erscheinung hat R. Billwiller für die Schweizer Alpen nachgewiesen. Da aber die Schweizer Alpen nur zwei Gebirgsketten aufweisen, zwischen denen die Längstalzone verläuft, während die österreichischen Alpen in drei Gebirgsketten gegliedert sind, so stellt das Uebergreifen der Niederschläge von der Luv- auf die Leeseite in den österreichischen Alpen eine viel auffälligere Erscheinung dar als in den Schweizer Alpen.

In zwei Fällen trat Föhnsituation auf (beide Tage bildeten die Höhepunkte einer Föhnperiode). Es ergab sich die überraschende Tatsache, daß die Niederschläge auf der Nordseite noch während des Föhns einsetzten. Kunz stellte die gleiche Erscheinung für die Föhnstationen auf der Schweizer Alpennordseite fest. — Das Uebergreifen der Niederschläge von der Luv- auf die Leeseite erstreckt sich im Tiroler Alpengebiet höchstens bis zum Alpennordrand. Die Isohyeten der Alpennordseite sind durch ihren charakteristischen Verlauf parallel der Streichrichtung der Alpen gekennzeichnet. Treten außer den orographischen Niederschlägen schwache zyklonale Regen auf, so ist die 0 mm-Isohyete nordwärts verschoben und durch einen ganz unregelmäßigen Verlauf ausgezeichnet. — Entsprechend ihrer Entste-

hung sind die Niederschläge auf der Alpennordseite durch eine rasche Abnahme von S nach N, die unabhängig von der Orographie ist, charakterisiert. Das Uebergreifen der Starkregen von der Alpensüdseite über den Zentralalpenkamm auf das Inntal tritt bei Wetterlagen auf, die in Südtirol die ergiebigsten Niederschläge hervorzurufen pflegen.

Im ersten Teil der Dissertation wurde bereits auf das Uebergreifen der Niederschläge vom Alpenvorland auf das Inntal hingewiesen. Die Untersuchung der im ersten Teil nur kurz behandelten Wetterlagen zeigte aber, daß diese Erscheinung in den meisten Fällen von ganz anderem Charakter war als bei den im zweiten Teil untersuchten Niederschlagstagen. Bei den Starkregen im Alpenvorland ist das Uebergreifen der Niederschläge von der Luv- auf die Leeseite vorwiegend auf zyklonale Faktoren zurückzuführen; besonders die auf der Rückseite der nördlichen Depressionen erfolgenden Kaltlufteinbrüche, die im Alpenvorland kräftige und anhaltende Niederschläge hervorrufen, erstrecken sich bis in Höhen hinauf, die oft weit über die mittlere Kammhöhe der Zentralalpen hinausreichen.

Dagegen treten bei den im zweiten Teil der Arbeit behandelten Fällen zyklonale Faktoren kaum oder überhaupt nicht in Erscheinung; die Niederschläge sind rein orographischen Ursprungs. Das Uebergreifen ist lediglich auf den durch die Orographie beeinflußten, oben eingehend dargestellten Verlauf der Strömungslinien über den Alpenketten zurückzuführen.

Die vorliegende Untersuchung wurde im Meteorologischen Institut der Universität Berlin auf Anregung von Herrn Professor Dr. von F i c k e r ausgeführt, dem ich für seine stete Unterstützung und seine wertvollen Ratschläge meinen ehrerbietigsten Dank ausspreche.

Literatur.

1. *Jahrbuch des hydrogr. Zentralbüros:* Allgemeine Uebersicht der Niederschlags- und Temperaturverhältnisse, 1901—1910.
2. *Meteorologisches Jahrbuch für Bayern:* Uebersicht über die Witterungsverhältnisse in Bayern, 1901—1910.
3. *R. Billwiller:* Die Haupttypen großer Niederschläge in der Schweiz. Met. Z. 1916, S. 379/81.
4. *R. Billwiller:* Starke Niederschläge auf der Südseite der Alpen zu Ende Oktober und Anfang November. Schweiz. Annal. 1906, Anh. Nr. 1, S. 12—13.
5. *R. Billwiller:* Bildung barometrischer Teilminima durch Föhn. Met. Z. 1901, S. 1—4.
6. *Brockmann-Jerosch:* Die Niederschlagsverhältnisse der Schweiz. Pflanzengeogr. Kommission d. Schweiz. Naturforsch. Ges., Beitr. z. geobotanischen Landesaufnahme. Zürich 1925, S. 69—184.
7. *F. M. Exner,* Dynamische Meteorologie, 4. Aufl. 1925.
8. *F. M. Exner,* Das Wetter bei Keilen hohen Luftdrucks im Norden der Alpen. Jahrb. d. K. K. Zentralanstalt f. Met. u. Erdmagn. 1903, Anh. S. 27—37.
9. *v. Ficker:* Der Einfluß orographischer Verhältnisse auf die Niederschläge in Tirol und Vorarlberg. Met. Z. 1909, S. 311—15.
10. *v. Ficker:* Klimatographie von Tirol und Vorarlberg, Wien 1909 (im Sammelwerk: Klimatographie von Oesterreich).
11. *v. Ficker:* Temperatur und Feuchtigkeit bei Föhn in der freien Atmosphäre. Sitzungsber. d. Wien. Akad. d. Wiss. Bd. 121 Abt. IIa, 1912, S. 1225—1243.
12. *v. Ficker:* Föhn in den Ostalpen am 7. und 8. Dezember 1906, Met. Z. 1907, S. 30—31.
13. *v. Ficker:* a) Innsbrucker Föhnstudien I, Denkschr. der K. Akad. d. Wiss. in Wien, Bd. LXXVIII 1905.
    b) Innsbrucker Föhnstudien IV, Denkschr. der Akad. d. Wiss. in Wien, Bd. LXXXV, 1909.
14. *v. Ficker:* Vertikale Temperaturgradienten im Gebirge. Tätigkeitsber. d. Preuß. Met. Inst. im Jahre 1925, Anh. S. 45—62.
15. *v. Ficker:* Fälle rascher Temperaturzunahme mit der Höhe. Met. Z. 1909, S. 219—221.
16. *v. Ficker:* Der Einfluß der Alpen auf Fallgebiete des Luftdrucks und die Entstehung von Depressionen über dem Mittelmeer. Met. Z. 1920, S. 350—363.
17. *A. E. Forster:* Außerordentliche Regenmengen in Südtirol im Mai 1905 und November 1906 Met. Z. 1907, S. 232—234.
18. *J. Hann:* Oktoberwärme 1907 auf der Nordseite der Ostalpen. Met. Z. 1908, S. 35.
19. *G. Hellmann u. G. v. Elsner:* Meteorologische Untersuchungen über die Sommerhochwasser der Oder. Veröff. d. K. Preuß. Met. Inst. N. 230, Berlin 1911.

20. *G. Hellmann u. W. Meinardus:* Der große Staubfall vom 9.—12. März 1901 in Nordafrika, Süd- und Mitteleuropa. Abh. d. Preuß. Met. Inst. Bd. II, Nr. 1, Berlin 1901.

21. *A. Huber:* Das Klima der Zugspitze, Met. Jahrb. f. Bayern, 1913, S. L. 1—62.

22. *K. Knoch und E. Reichel:* Verteilung und jährlicher Gang der Niederschläge in den Alpen. Abh. d. Preuß. Met. Inst. Bd. IX, Nr. 6, Berlin 1930.

23. *W. Köppen:* Novemberwärme in den höheren Luftschichten über Mitteleuropa. Met. Z. 1907, S. 37—39.

24. *C. Kunz:* Ueber typische Niederschlagsverteilungen in der Schweiz, insbesondere bei Föhn. Schweiz. Annal. 1912, Anh. Nr. 7.

25. *F. Lex:* Ueber die geographische Verteilung der Niederschläge im diesseitigen Bayern bei durch Süd- u. Ostdepressionen (V_b) bedingten Hochwasserwetterlagen. Met. Jahrb. f. Bayern, 1914.

26. *K. Lies:* Die Sommer- und Herbstregen im Alpengebiete in Abhängigkeit von Wetterlage und Gebirgsrelief. Ber. d. Naturf. Ges. Freiburg i. Br. 1927.

27. *F. Kerner v. Marilaun:* Die Föhnmauer, eine meteorologische Erscheinung der Zentralalpen. Zeitschr. d. deutsch-österr. Alpenvereins 1892.

28. *E. Mazelle:* Staubfall. Met. Z. 1901, S. 137—138.

29. *W. Meinardus:* Der Staubfall vom 10.—11. März 1901. Zeitschr. „Das Wetter" 1901, H. 4, S. 73—78.

30. *J. M. Pernter:* Ueber die Häufigkeit, Dauer und die meteorologischen Eigenschaften des Föhns in Innsbruck. Sitzungsber. d. K. Akad. d. Wiss. in Wien. Bd. CIV, H. 1—10, S. 427—61 1895.

31. *K. Prohaska:* Beobachtungen über Gewitter und Hagelfälle in Steiermark, Kärnten und Krain. Wiener Jahrb. 1901, Anh. S. E 1—24.

32. *K. Prohaska:* Roter Schnee, Schlammregen und Gewitter am 11. März 1901 in den österr. Alpenprovinzen. Met. Z. 1901, S. 231—34.

33. *A. Refsdal:* Feuchtlabiler Niederschlag. Geophy. Public. Vol. V, Nr. 12, Oslo 1930.

34. *S. Rona:* Bemerkungen zu dem Staubfall im März. Met. Z. 1901, S. 173—174.

35. *A. Schmauss:* Die gleichzeitigen Windverhältnisse an den Stationen München-Harlaching, Hohenpeissenberg und Zugspitze. Met. Jahrb. f. Bayern 1909. Anh. S. D 1—5.

36. *A. Schmauss:* Aufstieg vom 8. November 1906, Bayr. Met. Jahrb. 1906, Anh. S. 23—25.

37. *F. Seidl:* Staubfall in Görz am 10.—11. März. Met. Z. 1901, S. 313.

38. *W. Trabert:* Die langdauernde Föhnperiode im Oktober 1907 und die Luftdruckverteilung bei Föhn, Met. Z. 1908, S. 1—9.

39. *J. Valentin:* Der Staubfall vom 9.—12. März 1901. Sitzungsber. d. Wien. Akad. d. Wiss. Bd. CXI H. 1—10, 1902; S. 727—776.

40. *K. Wegrosta:* Ostalpenföhn und die Föhnperiode Oktober 1907. Met. Z. 1908, S. 174—175.

41. *F. Steinhauser:* Ergebnisse neuerer Beobachtungen über die Niederschlagsverhältnisse im Sonnblickgebiet. XLI. Jahresber. d. Sonnblick-Vereins f. d. Jahr 1932, Wien 1933.

Lebenslauf.

Am 13. August 1911 wurde ich als Sohn des Postinspektors Johann Otto und seiner Ehefrau Gertrud geb. Winkler in Karlshorst geboren. Nach anderthalbjährigem Besuch der 29. Volksschule kam ich auf die Vorschule des Realgymnasiums in Karlshorst. Im März 1930 bestand ich daselbst die Reifeprüfung. Vom Sommersemester 1930 an studierte ich an der Universität zu Berlin Meteorologie, Ozeanographie, Geographie, Physik und Philosophie. Vorlesungen hörte ich vornehmlich bei den Herren Professoren und Dozenten: Bartels, v. Ficker, Kähler, Knoch, König, Robitzsch; Defant, L. Möller, Wüst; Hettner, Nernst, Wehnelt; Krebs, Rühl, Troll; Dessoir, Maier, Rieffert. Ich bin ihnen zu Dank verpflichtet. — Die Promotionsprüfung bestand ich am 6. Juni 1935.

Werner Otto.